

Evolución, morfodinámica y procesos actuales en costas rocosas



Alejandra María Feal Pérez
Universidad de Santiago de
Compostela
Departamento de Geografía
2012

DEPARTAMENTO DE XEOGRAFIA



Evolución morfodinámica y procesos actuales en costas rocosas

**Tesis Doctoral presentada por
D^a Alejandra María Feal Pérez
para optar al grado de Doctor,
dirigida por el Dr. Ramón Blanco Chao**

Santiago, septiembre de 2011

La doctoranda

V^o B^a El Director

Alejandra María Feal Pérez

Ramón Blanco Chao

Índice de contenidos

INTRODUCCIÓN	1
0.1. Resumen y marco conceptual de la investigación	2
0.2. Importancia de la Investigación	3
0.2.1. Las costas rocosas como objeto de estudio	4
0.2.2. Equilibrio y evolución de las costas rocosas	8
0.3. Enunciado de los objetivos concretos de la investigación	10
0.4. Estructura de la exposición de los resultados de la investigación	10
CAPÍTULO 1. CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS DEL SECTOR DE ESTUDIO Y CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO: LAS RASAS CANTÁBRICAS	13
1.1. El área de estudio	14
1.1.1. Situación geográfica y contexto climático	14
1.1.2. Geología y Geomorfología del área de estudio	17
1.1.2.1. Geología del sector de estudio	17
1.1.2.2. Contexto geomorfológico. Las Rasas Cantábricas	19
1.1.3. Clima marítimo y características oceanográficas del sector de estudio	27
1.1.3.1. Características del oleaje	28
1.1.3.1.1. Boya de Estaca de Bares	29
1.1.3.1.2. Boya de Cabo de Peñas	33
1.1.3.1.3. Boya de Gijón	36
1.1.3.2. Clima marítimo en el sector de estudio	39
CAPÍTULO 2. LAS PLATAFORMAS LITORALES DE PUNTA GALLÍN. MORFODINÁMICA ACTUAL	41
2.1. Revisión bibliográfica	42
2.1.1. Cuestiones conceptuales: plataformas de abrasión, plataformas litorales, terrazas marinas y rasas.	42
2.1.2. Procesos y factores en el desarrollo de las plataformas litorales	43
2.1.2.1. Procesos de alteración físico-químicos	45
2.1.2.1.1. Procesos de alteración física	47
2.1.2.1.2. Procesos de alteración química	49
2.1.2.2. Procesos de erosión	50
2.1.2.3. El factor biológico	54
2.1.3. Controles en la evolución y origen de las plataformas litorales	55
2.1.4. La edad de las plataformas litorales y el papel de las herencias en su dinámica actual	57
2.1.5. Geometría de las plataformas litorales	59
2.2. Las plataformas litorales de Punta Gallín	62
2.2.1. Características de las plataformas estudiadas	64
2.2.2. Estudio de la resistencia como indicador de los procesos de erosión-alteración en las plataformas litorales de Punta Gallín	68
2.2.2.1. Dispositivos para estimar el grado de alteración en el campo a través de la resistencia del sustrato.	69
2.2.2.1.1. El <i>Schmidt Hammer rock test</i>	69
2.2.2.1.2. El Durómetro <i>Equotip</i>	70
2.2.2.2. Ventajas e inconvenientes del <i>Equotip</i> y el <i>Schmidt Hammer</i> para su aplicación en el campo (<i>in situ</i>).	72
2.2.2.3. Interpretación de los valores <i>R</i> y <i>L</i> en geomorfología	74
2.2.2.4. Diseño del muestreo de la resistencia de la roca como medida indirecta de la alteración.	75
2.2.2.4.1. Muestreo en cada punto. Factores de variación de los valores <i>R</i> y <i>L</i>	75
2.2.2.5. Aplicación del <i>Schmidt Hammer</i> al estudio de las plataformas litorales de Punta Gallín	78
2.2.2.5.1. Uso del <i>Schmidt Hammer</i> para el estudio de las costas rocosas.	78

Experiencias previas.	
2.2.2.5.2. Aplicación del <i>Schmidt Hammer</i> a las plataformas de Punta Gallín.	81
2.2.2.6. Interpretación de los datos obtenidos con el Schmidt Hammer en las plataformas de Punta Gallín.	82
2.2.3. Formas y procesos actuales en las plataformas de Punta Gallín y su relación con los controles litológicos y estructurales.	94
2.2.3.1. Controles litológicos: litología y patrón de diaclasación	94
2.2.3.2. Grado de alteración y formas asociadas	97
2.2.3.3. Relaciones entre la cobertura biológica y los procesos geomorfológicos	107
2.3.4. Discusión de resultados	114
CAPÍTULO 3. ESTUDIO DE LOS DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS DE PUNTA GALLÍN Y EL PAPEL DE LAS HERENCIAS EN LA EVOLUCIÓN Y MORFODINÁMICA ACTUAL	119
3. Estudio de los depósitos sedimentarios de Punta Gallín	120
3.1. Cambios climáticos y del nivel del mar cuaternarios y concepto de herencia	120
3.1.1. Cambios climáticos sobreimpuestos a los ciclos glaciales e interglaciales en el Atlántico Norte	122
3.2. El nivel del mar en el último interglacial. Evidencias sedimentarias y geomorfológicas en el NW de la Península Ibérica.	123
3.3. Cambios recientes en el nivel del mar. El nivel del mar Holoceno en el NW de la Península Ibérica.	126
3.4. Los depósitos sedimentarios de Punta Gallín	132
3.4.1. Sedimentos antiguos en el tramo costero comprendido entre la Ría De Foz y la Ría de Ribadeo	132
3.4.2. Descripción general de los niveles sedimentarios identificados en Punta Gallín.	135
3.4.2.1. Depósitos sedimentarios de Gallín-II	135
3.4.2.2. Depósitos sedimentarios de Gallín-I	137
3.4.2.3. El sedimento actual. Playas de cantos de Gallín-I y Gallín-II	142
3.5. Metodología aplicada al estudio de los depósitos sedimentarios de Gallín-I	144
3.5.1. Trabajo de campo	144
3.5.2. Preparación de las muestras para los análisis físico-químicos	145
3.5.3. Análisis físicos	145
3.5.3.1. Granulometrías de la fracción gruesa	145
3.5.3.2. Granulometrías de la fracción fina y análisis morfooscópico de la fracción arena	146
3.5.4. Análisis químicos realizados en la fracción fina del suelo	147
3.5.4.1. Determinación del pH	147
3.5.4.2. Extracciones selectivas de Al y Fe	148
3.5.4.3. Análisis elemental	149
3.5.4.3. Estimación del contenido en materia orgánica mediante LOI (% Loss On Ignition)	149
3.5.6. Otras técnicas	150
3.5.7. Dataciones radiocarbónicas	150
3.6. Análisis de los depósitos de la ensenada Gallín-I	151
3.6.1. Análisis de la secuencia Gadep-I-I	151
3.6.1.1. Características texturales del sedimento (GAdep-I-I)	151
3.6.1.2. Propiedades físico-químicas del sedimento (GAdep-I-I)	155
3.6.1.3. Interpretación de la secuencia GAdep-I-I	160
3.6.2. Análisis de la secuencia GAdep-I-VII	163
3.6.2.1. Características texturales del sedimento (GAdep-I-VII)	163
3.6.2.2. Propiedades físico-químicas del sedimento (GAdep-I-VII)	166
3.6.2.3. Interpretación de la secuencia GAdep-I-VII	172
3.6.3. El depósito bajo la playa de cantos: GAdep-I-XI	175
3.6.3.1. Características texturales del sedimento (GAdep-I-XI)	176
3.6.3.2. Propiedades físico-químicas del sedimento (GAdep-I-XI)	178
3.6.3.3. Interpretación de la secuencia GAdep-I-XI	184

3.6.4. Aplicación del método estadístico de Análisis de Componentes principales al estudio de las señales geoquímicas de las secuencias estudiadas	184
3.6.5. Discusión: Evolución paleoambiental del sector de estudio	191
3.6.5.1. Evolución paleoambiental del sector de estudio	191
3.6.5.2. Los depósitos de Punta Gallín en el marco de la costa NW de la Península Ibérica.	200
CAPÍTULO 4. EVOLUCIÓN RECIENTE DEL SECTOR DE ESTUDIO: LA HUELLA DE TORMENTAS DEL HOLOCENO RECIENTE EN EL REGISTRO SEDIMENTARIO.	204
4.1. Introducción. La señal de tormentas en depósitos de material grueso en costas rocosas	204
4.2. Características de la secuencia sedimentaria estudiada. GAdep-I-X	205
4.3. Metodología	207
4.3.1. Análisis sedimentario	207
4.3.2. Estimación del tipo de ola necesario para construir los niveles sedimentarios gruesos de Gadep-I-X	207
4.4. Resultados y Discusión	211
4.4.1. Interpretación de los datos obtenidos en el análisis sedimentario	211
4.4.1. Interpretación del resultado de la aplicación de la ecuación de Lorang (2002).	216
4.5. Discusión: Evolución del sector de estudio durante el Holoceno reciente.	219
CHAPTER 5. CONSLUSIONS.	227
5.1. Punta Gallín rock shore platforms morphodynamics	228
5.2. Morphodynamic evolution of Gallín Point since the last Interglacial (MIS 5e).	231
5.3. Rock shore platform evolution and dynamics in NW Spain: on the role of inheritance in Holocene and present dynamic of rock coasts.	234
English Summary	239
Bibliografía	269

INTRODUCCIÓN
COSTAS ROCOSAS, FACTORES, PROCESOS, EVOLUCIÓN Y
CAMBIO CLIMÁTICO

0. INTRODUCCIÓN: COSTAS ROCOSAS, FACTORES, PROCESOS, EVOLUCIÓN Y CAMBIO CLIMÁTICO

«Los mismos lugares de la tierra no siempre son húmedos o secos sino que cambian según la aparición y la desaparición de los ríos; por eso también se producen cambios en la disposición de la tierra firme y del mar, y tanto la tierra como el mar no permanecen siempre iguales, sino que se encuentra el mar allí donde estaba la tierra firme y allí donde ahora se encuentra el mar habrá de nuevo una tierra. Y debemos pensar que estos hechos se producen según un cierto orden y una cierta periodicidad... Debido a que toda la evolución de la tierra se produce gradualmente y en tiempos muy largos comparándolos con nuestra vida, estos cambios escapan a la observación ... »

(Aristóteles, 340 a. C, Meteoros, 1, 14, 351).

0.1. Resumen y marco conceptual del tema de investigación.

La presente tesis doctoral se enmarca dentro del campo científico de la Geomorfología, y en concreto de la rama que se dedica al estudio de la costa o litoral. La geomorfología litoral puede ser definida de modo generalista como la disciplina científica que se encarga del estudio de las formas de la costa y los procesos que operan sobre ellas. Dentro de esta definición caben muy diversas temáticas que deben ser tratadas dentro de la complejidad de los sistemas litorales, medio de interfase entre la atmósfera, hidrosfera y litosfera. Dentro de esta variedad temática, los contenidos de este trabajo pueden clasificarse como un estudio sobre el origen de las formas terrestres en relación con su geología, procesos y variaciones en el clima y los cambios relativos en el nivel del mar. Las formas concretas en las que centraremos la atención son las costas rocosas. Esta tesis evalúa las relaciones entre los procesos y factores que actúan sobre las plataformas rocosas y las herencias que permanecen en el sistema relacionadas con los cambios relativos del nivel del mar a lo largo del Holoceno. Esta investigación se realiza en el marco de trabajo desarrollado por el Grupo de Investigación “Ciencia del Sistema Tierra” (Código: GI-1553) de la Universidad de Santiago de Compostela, dentro de la línea de trabajo sobre evolución de la costa y retroceso de acantilados sedimentarios en el NW Peninsular. La investigación se ha realizado en un sector de la costa del municipio de Ribadeo, llamado Punta Gallín, en la Comunidad Autónoma de Galicia, NW de la Península Ibérica.

Este proyecto se plantea con el objetivo de avanzar en la metodología, teoría y conceptos en la geomorfología costera, y en particular para profundizar en el conocimiento de las costas rocosas, de los procesos que operan sobre ellas y de su evolución y respuesta ante los cambios relativos del nivel del mar. Este trabajo supone una evaluación detallada de los procesos que operan en las costas rocosas desarrolladas sobre materiales metamórficos en la cornisa cantábrica peninsular, evaluando las relaciones entre el factor geológico y

geomorfológico a distintas escalas temporales. La investigación incorpora un inventario detallado de los factores geológicos, geomorfológicos, ecológicos y paleoambientales en las plataformas rocosas. Se trata de un estudio multidisciplinar en el que se han utilizado técnicas geomorfológicas y paleoambientales conjuntamente, pero siempre con el objetivo de explicar los procesos actuales como modelo para comprender la evolución futura de este tipo de ambientes litorales. La información inferida de la plataforma y aquella derivada del registro sedimentario contribuye a reconstruir la dinámica de las costas rocosas en el NW peninsular durante el Holoceno. La información paleoambiental hace referencia a los cambios relativos del nivel del mar desde el último interglacial (MIS 5e) y con especial énfasis en el Holoceno Reciente y a las entradas extremas de energía en el sistema y su interpretación en la secuencia sedimentaria.

0.2. Importancia de la investigación

En el informe de los grupos de trabajo de la Conferencia Global en Océanos y Costas celebrada en París en 2001 (UNESCO, 2001), se puede leer:

“Why should we focus on the coastal ocean? Because a large number of the human population is concentrated along the coast and this population is increasing rapidly. As the population increases, the demands on the coastal ecosystem increase to provide more commerce, recreation, and living space from a limited resource. Thus, we must better understand the coastal ecosystem in order to make better decisions that ensure the coastal resource is managed using best management practices”

En un contexto de incertidumbre con respecto a la evolución futura del clima, se hacen necesarias investigaciones que prevengan a la sociedad sobre los posibles efectos de estos cambios. Son muchas las investigaciones sobre la costa que se justifican utilizando el dato de que más de un 80 % de la población mundial vive en los 100 primeros km de costa (Carter, 1988). En Europa 70 millones de habitantes residen en municipios costeros (Proyecto Eurosion: <http://www.eurosion.org>). Dados estos porcentajes, desde una perspectiva socio-económica y cultural, cualquier avance en el conocimiento de la dinámica de este medio queda justificado. Por otro lado, la perspectiva de un cambio climático futuro, difícil de prevenir y estimar, implica numerosas incógnitas en cuanto a la respuesta de los sistemas costeros ante los posibles cambios del nivel del mar; cambios que podrían incrementar la erosión costera, afectar a diversas comunidades biológicas que tienen su nicho ecológico en el litoral, destruir infraestructuras...

La variabilidad inherente al concepto de clima, y asociada a la inercia climática natural en interacción con la actividad antrópica, determina la necesidad de alargar el conocimiento de cómo los cambios climáticos pasados han conducido a cambios ambientales profundos, pero también de los procesos geomorfológicos concretos que se han producido sobre la corteza terrestre. En este sentido, el estudio del archivo paleoambiental de las costas rocosas y

sus depósitos asociados es indispensable para la correcta interpretación (y datación cuando es posible) de las dinámicas de deposición, así como los efectos de las tormentas y los tsunamis en las costas actuales. Por motivos no fáciles de esclarecer (Felton, 2002), el estudio de depósitos en las costas rocosas ha recibido una atención limitada con respecto a otros ambientes, a pesar de que pueden aportar datos de gran interés para el estudio del cambio climático. Los depósitos de material grueso de las costas rocosas son potencialmente los únicos registros de un amplio rango de procesos de baja frecuencia y alta energía, como tormentas, huracanes o tsunamis (Bourrouilh-Le Jan y Talandier, 1985; Nott, 1997).

0.2.1. Las costas rocosas como objeto de estudio

Dada la enorme variedad de formas y procesos que se da en los ambientes costeros, ha habido variados intentos de clasificación de estos ambientes en función de sus características principales. La diversidad de perspectivas ha llevado a que algunas clasificaciones pongan el énfasis en los aspectos estructurales, otros en los factores dinámicos, en los morfogenéticos o bien en la escala de trabajo. El resultado de esta pluralidad de criterios ha sido una gran abundancia de clasificaciones y una cierta ambigüedad terminológica (Fairbridge, 2004). Una clasificación habitual de los sistemas litorales se realiza en función del balance sedimentario en el sistema, distinguiendo entre costas erosivas si predomina la erosión y costas de acreción si predomina la sedimentación (Davies, 1985; Komar, 1998; Woodroffe, 2003). En la categoría de costas de erosión se identifican costas con presencia de acantilados y/o plataformas litorales, mientras que los sistemas dunares, playas, marismas, estuarios o deltas constituyen ejemplos típicos de las costas de acumulación. De esta clasificación se deriva que las costas rocosas hayan sido interpretadas tradicionalmente como costas erosivas, pero sin embargo, la evidencia de que existen múltiples estadios intermedios entre un comportamiento puramente acumulativo y otro erosivo hace difícil la separación nítida entre ambas categorías (Flinkl, 2004). No podemos considerar las costas rocosas como ambientes en los que solo predominan los procesos erosivos, ya que son numerosos los ejemplos de procesos de acumulaciones en estos ambientes (p.ej. playas de material grueso, derrumbes...). Una clasificación que pone un menor énfasis en el balance energético-procesos, sino que relaciona la vulnerabilidad de las costas ante procesos erosivos, es la que distingue las costas blandas (*soft coasts*) y costas duras (*hard coasts*) (Pethick y Crooks, 2000). Naylor et al. (2010a) han destacado las implicaciones de esta clasificación en la percepción de la importancia relativa de los estudios de las costas rocosas. Pethick y Crooks (2000) han defendido que la vulnerabilidad de las formas costeras puede ser caracterizada por los tiempos de relajación y los intervalos de retorno para eventos que superan un determinado umbral. En este sentido las costas blandas, que responden con inmediatez a los eventos de alta energía, son vistas como muy vulnerables, mientras los efectos a priori menos visibles en las costas rocosas están asociados a una mayor resiliencia de estos sistemas, de forma que muestran una menor plasticidad ante los cambios y los tiempos de recuperación son mucho mayores que en las costas blandas. Este tipo de clasificación también plantea problemas a la hora de integrar en una u otra categoría aquellas costas en las que aunque predomina el material consolidado, en términos relativos no se puede decir que los materiales que las forman sean duros o resistentes como por ejemplo en los acantilados formados sobre limos o arcillas.

El proyecto EUROSION, aprobado por el Parlamento Europeo en 2001, a efectos de cuantificar la erosión en las costas europeas, consideró dos tipos de costas rocosas. Las costas “duras” incluyen aquellas costas y/o acantilados desarrollados sobre rocas poco erosionables (p. ej. granitos) con posible presencia de plataformas rocosas o playas de bolsillo de menos de 200 m de largo. Las costas “blandas” incluyen las costas y/o acantilados desarrollados en costas fácilmente erosionables (p. ej. yesos) y se caracterizan por la presencia de derrubios y sedimentos (arena o cantos) en la base. Por exclusión, este tipo de costas se diferencian de las playas (segmentos de costa compuestos de sedimentos no consolidados (arena, gravas y cantos), las llamadas costas arcillosas (como las marismas o las llanuras limoso-arcillosas (*mudflats*) y las costas artificiales (como puertos, diques...).

Esta clasificación introduce un concepto de escala, tanto en la extensión del sistema, ya que a partir de 200 metros de longitud de material no consolidado se consideraría una playa, como en el tamaño del sedimento, entre 4 y 64 mm.) Pero ¿qué ocurre con las costas de menos de 200 metros con acumulaciones de material de menor o mayor tamaño? Ninguna clasificación es completamente satisfactoria ante la diversidad de ambientes, muchas veces transicionales, que se pueden distinguir en la región litoral

De modo general, y con el propósito de definir nuestro objeto de estudio, podemos decir que las costas rocosas, son sistemas costeros caracterizados por el predominio de roca consolidada, que presentan dinámicas y tiempos de respuestas diferenciadas de otros ambientes en los que predominan los sedimentos no consolidados, sin que ello impida que presenten procesos de sedimentación. Lo que resulta más evidente que los límites entre ambos ambientes, es el diferente interés que ha mostrado la comunidad científica por las costas rocosas y las sedimentarias. En comparación con los ambientes sedimentarios las investigaciones enfocadas en el estudio de las costas rocosas han sido mucho más escasas. Este hecho puede ser explicado en parte por el alto valor económico y social que tienen asociadas las costas sedimentarias, y sobre todo las playas (p. ej. Finkl and Walker, 2002; Horn, 1997). Otro factor puede ser el hecho de que, tradicionalmente, se ha interpretado que los cambios en las costas rocosas son muy lentos y difíciles de observar a escala humana. Naylor et al. (2010) han realizado una revisión de los artículos publicados en geomorfología costera en las últimas décadas, y de 139 registros sólo 4 se han centrado en el estudio de costas rocosas, lo que sugiere que las playas “han mantenido el dominio en la geomorfología costera en los últimos 20 años” (ver Figura 1). Existe por lo tanto una menor información y desarrollo teórico y conceptual en el campo de la geomorfología de las costas rocosas.

Actualmente las costas rocosas constituyen un 80 % de perímetro del contacto entre mar y tierra (Emery y Khun, 1982). Según el proyecto de la Unión Europea *Eurosion* (EUROSION, 2004), las costas rocosas, suponen un 47,1 % de la extensión de total de la línea de costa de la UE, y en España un 61 %, del que un 43 % lo constituyen las denominadas costas rocosas “blandas”. A pesar de estos datos, buena parte del énfasis de la investigación en temas de geomorfología costera se ha centrado en el estudio de playas, marismas y otros ambientes sedimentarios en los que los procesos actúan en escalas temporales más cortas y que son potencialmente más vulnerables a un ascenso del nivel del mar (Trenhaile, 2002). Por otro lado, es importante entender la dinámica y el modo de evolución de los acantilados y las

plataformas litorales para predecir las dinámicas de erosión futura, introduciendo como factores la actividad humana y como se ajustarán los acantilados, plataformas rocosas y playas de material grueso a los cambios futuros del nivel del mar.

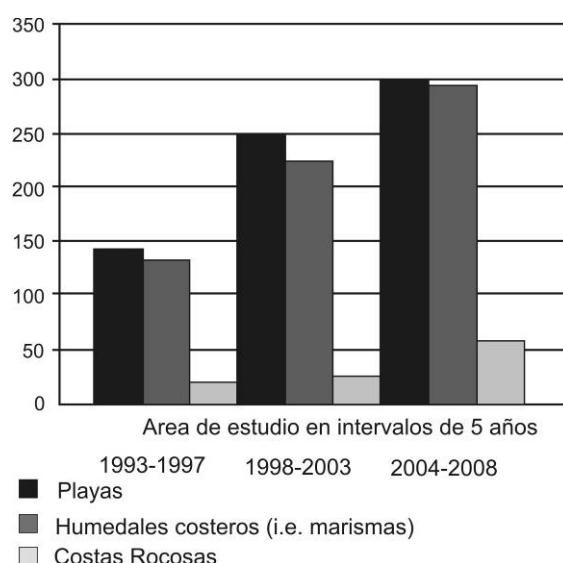


Figura 1. Búsqueda bibliográfica ilustrando el número de artículos con la palabras *beach*, *rock coast* (*shore platform* o *rock cliff*) y *coastal wetlands* (incluyendo *mangroves* y *salt marshes*) en su título en intervalos de 5 años desde 1993. Las búsquedas se realizaron utilizando la Web of Science el 23 de diciembre de 2008. (En Naylor et al., 2010).

En los últimos años se ha ido perfilando una serie de temáticas recurrentes en el estudio de las costas rocosas. Esta variedad temática se engloba sobre todo en la investigación de las plataformas litorales y sus factores de retroceso/evolución:

- Estimación del papel relativo de los procesos de alteración y erosión en el retroceso de las plataformas litorales / costas rocosas (y más recientemente del factor biológico).** En las últimas décadas ha habido en la geomorfología litoral un intenso debate en cuanto al papel relativo de los procesos de erosión y de alteración en las costas rocosas, muy especialmente de las plataformas litorales. Este debate que podemos definir como “olas vs. alteración” (Stephenson y Kirk, 1998) tiene su origen en los trabajos de Dana (1849), Bartrum (1924, 1926) y Edwards (1941, 1951), en los que se argumenta que el agente principal en el desarrollo de las costas rocosas es la acción del oleaje. Como contraposición, los trabajos de Bartrum (1916, 1938), Wentworth (1938, 1939), Hills (1940, 1971) y Bird y Dent (1966) consideraron más importante el papel de los procesos de alteración subaérea. La acción combinada de ambos procesos ha sido destacada por Bartrum y Turner (1928), Bartrum (1935), Jutson (1939) y Kirk (1977) entre otros. Recientemente, esta discusión ha ido perfilando dos teorías que podríamos identificar como la *escuela australiana*, representada especialmente por los trabajos de Stephenson y Kirk en los que se propone a la alteración como el proceso dominante en el desarrollo de las plataformas litorales (p.ej. Stephenson y Kirk, 1998, 2000a, 2000b), y la escuela canadiense, encabezada por Alan Trenhaile, en la que se defiende que los procesos de erosión tienen un papel predominante en su desarrollo (p. ej. Trenhaile, 1972; 1987; 2004a; Sunamura, 1992; Trenhaile y Porter, 2007). En ambos casos, ha habido un esfuerzo evidente por cuantificar mediante métodos fiables los procesos de alteración y erosión y

obtener tasas de rebaje de las plataformas (*“downweathering”*). La defensa de uno u otro factor como agente principal de cambio de las plataformas ha dependido en gran parte de la zona de estudio y los métodos aplicados. Más recientemente, la discusión se ha ido moderando al tiempo que el factor biológico surgía como un nuevo tema de interés a la hora de estimar la evolución de estos ambientes. El factor biológico como agente en la evolución de las plataformas litorales ha sido tratado fundamentalmente por L.A. Naylor y H. Viles (Naylor, 2001; Fiol et al., 1996; Fornós et al., 2006; Gómez-Pujol et al., 2006; Viles y Spenser, 1986; Viles et al., 2008), que han desarrollado una interesante línea de trabajo cuantificado el papel de la bioerosión y la bioalteración en las costas rocosas, al tiempo que han reflexionado sobre la relación entre el factor geomorfológico y el factor biológico en estos ambientes (Naylor, 2001).

- **El papel relativo de los factores geológicos (litología y estructura) y la morfología de la plataforma.** El debate “olas vs. alteración” perfilado en el punto anterior, ha ido reconduciendo la mirada de los investigadores hacia lo que podemos denominar *controles geológicos* en el desarrollo de las plataformas litorales (p. ej. Dickson, 2006; Dickson et al., 2004; Chelli et al., 2009; Cruslock et al., 2010; Stephenson y Naylor, 2010). La litología es un factor de enorme importancia como control en la forma de las plataformas y de los procesos que operan sobre ella, ya que cada tipo de roca responderá de un modo diferente a la acción de los distintos agentes de erosión y alteración, y por lo tanto la eficacia y extensión espacial de los distintos procesos (erosión, alteración...) sobre la plataforma será muy diversa. Estos trabajos suelen utilizar herramientas que permitan caracterizar la resistencia de la roca adquiridos normalmente con distintas versiones del esclerómetro (Schmidt Rock Test Hammer).
- **Evolución cuaternaria de las costas rocosas y estimación del papel de las herencias.** Relacionado con el punto anterior, existe una línea temática que evalúa el papel de las herencias en los procesos actuales de las plataformas litorales. Los trabajos enmarcables en esta temática investigan en la evolución de las costas rocosas en escalas temporales largas, con especial interés en los cambios del nivel del mar y en el papel que juegan los procesos y formas heredadas de los estadios climáticos anteriores en la actual dinámica y morfología de las plataformas (p. ej. Trenhaile et al., 1999, Blanco Chao et al., 2007).
- **Modelización de formas y procesos.** Hasta este punto, al referirnos a las principales temáticas de investigación en la geomorfología de las costas rocosas, hemos hilvanado también los principales agentes de su desarrollo como los procesos y las escalas temporales en las que operan, cambios cuaternarios del nivel del mar, substrato.... Las diversas modelizaciones, realizadas fundamentalmente por Alan Trenhaile (Trenhaile, 2000; Trenhaile, 2001a; Trenhaile, 2001b; Trenhaile, 2001c; Trenhaile, 2004b; Trenhaile, 2005; Trenhaile, 2010a) consisten en modelos matemáticos que integran esos factores para simular diferentes escenarios de evolución de las plataformas litorales, con el objetivo de entender y predecir el comportamiento de los sistemas costeros rocosos.
- **Registro sedimentario y geomorfológico de los procesos de alta energía.** En los últimos años se ha producido un incremento en el interés hacia el estudio de procesos de alta energía en las costas rocosas. Dentro de este grupo se pueden diferenciar aquellos

trabajos que prestan atención a la influencia de los procesos actuales de alta energía (olas de tormenta y tsunamis) en las costas rocosas desde la perspectiva del estudio de riesgos (p. ej. Paris et al., 2009, Noormets et al., 2002, Nanayama et al., 2000, Gotto et al., 2007), y aquellos que estudian los depósitos sedimentarios atribuidos a este tipo de eventos para caracterizarlos genética y cronológicamente. Son diversos los autores que han interpretado depósitos de bloques emplazados a cotas elevadas con respecto al nivel del mar actual como registro del efecto de olas extremas, intentando además distinguir entre sí se trata de oleaje de tormenta o de tsunamis (p. ej. Williams y Hall, 2004, Scicchitano et al., 2007, Scheffers and Kelletat, 2003, Scheffers and Scheffers, 2007, Scheffers, 2004, Pérez Torrado et al., 2006, Morton et al., 2007, Morton et al., 2008, Mastronuzzi and Sansò, 2004, Mastronuzzi and Sansò, 2000, Kortekaas and Dawson, 2007, Kelletat et al., 2004, Hall et al., 2006, Etienne and Paris, 2010, Switzer et al., 2005, Switzer y Burston, 2010). Hasta el momento se ha insistido más en discernir los mecanismos y procesos que han originado los depósitos que en indagar en el papel de las tormentas y tsunamis, como excedentes energéticos en el sistema de costas rocosas y su impronta geomorfológica global. En cualquier caso, los trabajos mencionados, suponen un nuevo enfoque de la geomorfología de las costas rocosas hacia el estudio de los procesos de alta energía y sus efectos en estos ambientes a través del estudio del registro sedimentario.

A pesar de que, se han hecho avances importantes en el estudio de la sedimentología y procesos de las costas rocosas (Scoffin, 1993; Nott, 1997; Hansom, 2001; Felton y Crook, 2003; Sommerville et al., 2003; Noormets et al., 2004; Williams and Hall, 2004; Stephenson y Thornton, 2005; Felton et al., 2006; Hall et al., 2006; Kennedy et al., 2007; Hall et al., 2008; Hansom and Hall, 2009, Naylor and Stephenson, 2010, Stephenson and Naylor, 2010), todavía es necesario un importante esfuerzo para comprender integralmente la acción de los procesos litorales sobre las costas rocosas y acantiladas (Stephenson, 2000; Felton, 2002; Felton and Crook, 2003; Stephenson and Thornton, 2005; Dominey-Howes et al., 2006; Naylor et al., 2010).

0.2.2. Equilibrio y evolución de las costas rocosas.

Las costas son uno de los sistemas más dinámicos de la naturaleza; sometidas a procesos de origen contrastado (continental, oceánico y atmosférico) que actúan en escalas temporales diferentes. Estos sistemas complejos experimentan cambios como respuesta a modificaciones en las condiciones ambientales (naturales y antrópicas), que pueden ser cíclicos (p.ej. oscilaciones mareales, cambios del nivel del mar asociados a las glaciaciones cuaternarias), o presentar un fuerte componente estocástico. Las modificaciones en la morfología de las costas son el producto de un amplio rango de procesos, algunos de los cuales son actuales (los que operan aproximadamente desde la estabilización del nivel del mar en el Holoceno) y otros de carácter heredado. Esos procesos que han operado en el pasado, en especial durante el Cuaternario, todavía pueden estar influenciando la dinámica de los actuales sistemas litorales, y de hecho son variados los ejemplos de ambientes costeros que han alcanzado el equilibrio con respecto al nivel del mar en un tiempo relativamente reciente (p. ej. Blanco Chao et al, 2007; Trenhaile et al, 1999).

La morfología actual de las formas de la corteza terrestre es el resultado de la combinación de una morfología previa (vestigio de los procesos asociados a los cambios ambientales pasados, como por ejemplo las glaciaciones y los cambios del nivel del mar) y las formas resultantes de los procesos que operan actualmente sobre ellas. Teórica y conceptualmente, la evolución de las formas costeras puede ser entendida como un conjunto de interacciones complejas entre las entradas de energía (vientos, olas, avenidas...) y la materia (litología, estructura, sedimentos), en el que se produce un continuo ajuste de formas y procesos en diferentes escalas temporales y espaciales en respuesta a unas determinadas condiciones ambientales (Carter, 1988). Dicho reajuste se produce a través de diferentes estados morfodinámicos determinados por unos límites espaciales y unas condiciones necesarias para el funcionamiento de cada tipo de procesos. Para Cowell y Thom (1994) la costa evoluciona a través de una sucesión continua de estados morfodinámicos, cada uno dependiente de los anteriores. El paso de un estado a otro se produce cuando ocurre alguna modificación en los límites espaciales (p.ej. un ascenso del nivel del mar) o en las condiciones límite para los procesos (p. ej. cambios en el régimen de oleaje o en los aportes sedimentarios). Puede considerarse que los sistemas litorales existe una realimentación entre la topografía y la dinámica de fluidos (olas, corrientes, viento), realimentación que puede ser negativa de forma que el sistema adoptará una tendencia a conservar el equilibrio sin perder materia y energía (auto-regulación), o bien puede ser positiva, lo que significa un crecimiento de la inestabilidad con pérdidas o ganancias de materia y/o energía, de manera que el sistema tenderá a modificar su comportamiento para recuperar el equilibrio (auto-organización) (Cowell y Thom, 1994). Intuitivamente, la influencia de los procesos en un determinado sistema geomorfológico debe ser proporcional a la intensidad y duración de su actuación, e inversamente proporcional al lapso de tiempo que ha transcurrido desde esa acción (Howard, 1965).

Uno de los temas importantes en el estudio de las costas rocosas ha sido determinar en qué grado estas costas son contemporáneas o heredadas del Cuaternario. Trenhaile (1983) defendió que la mayoría de las plataformas litorales actuales han alcanzado un estado de equilibrio, o se encuentran cerca de alcanzarlo, como consecuencia de la estabilización del nivel del mar durante los últimos 6500 años. Estudios realizados en la costa gallega han puesto de manifiesto la importancia de las herencias en la evolución de las costas rocosas (Trenhaile et al, 1999; Blanco Chao et al., 2003; 2006; 2007). En el contexto de la geomorfología litoral el término “herencia” no ha sido definido con precisión y puede ser aplicado a distintas situaciones. Puede considerarse que una plataforma litoral es heredada si su morfología ha sido originada durante anteriores periodos interglaciales, pero dicho carácter heredado dependerá del grado de modificación al que ha sido sometida por los procesos actuales. Trenhaile (2002) consideró que una plataforma se podía considerar heredada si no ha experimentado un rebajamiento (*dowcutting*) mayor que unos pocos centímetros, o unos pocos metros en el caso de acantilados desde que el mar alcanzó su nivel actual.

Más allá de consideraciones más o menos arbitrarias sobre la definición de una costa rocosa como heredada o contemporánea, el término “herencia” en el contexto de las costas rocosas hace referencia a la influencia que han tenido los cambios ambientales y de del nivel del mar a lo largo del Cuaternario sobre las mismas, así como al reajuste en términos de

equilibrio, de las costas a las condiciones ambientales del nivel del mar actual. Este tema se desarrolla con más detalle en el capítulo primero de esta memoria.

0.3. Enunciado de los objetivos concretos de la investigación.

En el contexto científico del estudio de las costas rocosas este trabajo se plantea para profundizar en los procesos actuales y heredados de las costas rocosas en el marco geográfico de la costa cantábrica de la Península Ibérica. El objetivo global de esta Tesis **es investigar la evolución y morfodinámica actual de un sistema de plataforma litoral y acantilado sedimentario en un sector de la costa cantábrica Gallega y con ello contribuir a mejorar el conocimiento acerca de los procesos que operan en las costas rocosas y su posible respuesta ante un ascenso del nivel del mar**. Dentro de este tema global, pueden desgranarse los siguientes objetivos paralelos:

- Definir los procesos actuales y heredados en una plataforma rocosa labrada sobre materiales metamórficos en el NW de la península ibérica.
- Caracterizar el control ejercido por el componente geológico-estructural en la evolución del sector de costa estudiado
- Utilizar un registro sedimentario complejo para caracterizar los cambios ambientales en la costa gallega a lo largo del Holoceno, tratar de enmarcarlos en el contexto paleoambiental del Atlántico Norte y relacionarlos con los procesos que han operado y operan en las costas rocosas.
- Confirmar si en el contexto geográfico de la costa cantábrica gallega se dan los mismos patrones de alteración-abrasión de las plataformas litorales que los que han sido identificados en trabajos anteriores (Treinhaile et al., 1999; Blanco Chao et al., 2007) en la costa atlántica.
- Mejorar los métodos para el estudio global de la morfodinámica de las costas rocosas.
- Profundizar en el conocimiento paleoambiental de la costa gallega y reflexionar sobre su respuesta ante un ascenso previsible del nivel del mar.
- Contribuir a un mejor entendimiento de los procesos que operan en las costas rocosas en diferentes escalas temporales así como estimar la vulnerabilidad de estos ambientes ante los cambios relativos el nivel del mar y los eventos de alta energía.

0.4. Estructura de la exposición de los resultados de la investigación

Para llegar a una comprensión global de las interacciones entre los cambios en el clima-nivel del mar y las formas y procesos de las costas rocosas a lo largo del Holoceno se han combinado técnicas geomorfológicas y técnicas de reconstrucción paleoambiental. Los resultados obtenidos en esta investigación se estructuran en 5 capítulos; se ha estimado que el modo más adecuado de dividir los contenidos de este trabajo era tratar primero de forma aislada los aspectos relacionados con la geomorfología de las plataformas rocosas estudiadas (capítulo 2) y los aspectos de reconstrucción paleoambiental de los depósitos sedimentarios (capítulo 3) para finalmente integrar los resultados en el apartado de conclusiones (capítulo 5). Por otro lado, dado que los niveles superiores de la secuencia sedimentaria estudiada están relacionados con la dinámica actual del sistema, y que su estudio ha requerido algunos análisis

específicos, se ha decidido integrar los resultados del estudio de estos niveles en un capítulo aparte (capítulo 4).

En el capítulo primero se perfilan las variables geográficas generales del sector de estudio: clima actual, geología y oceanografía y se hace referencia al contexto geomorfológico a través de la revisión de los trabajos que se han ocupado de investigar las Rasas Cantábricas.

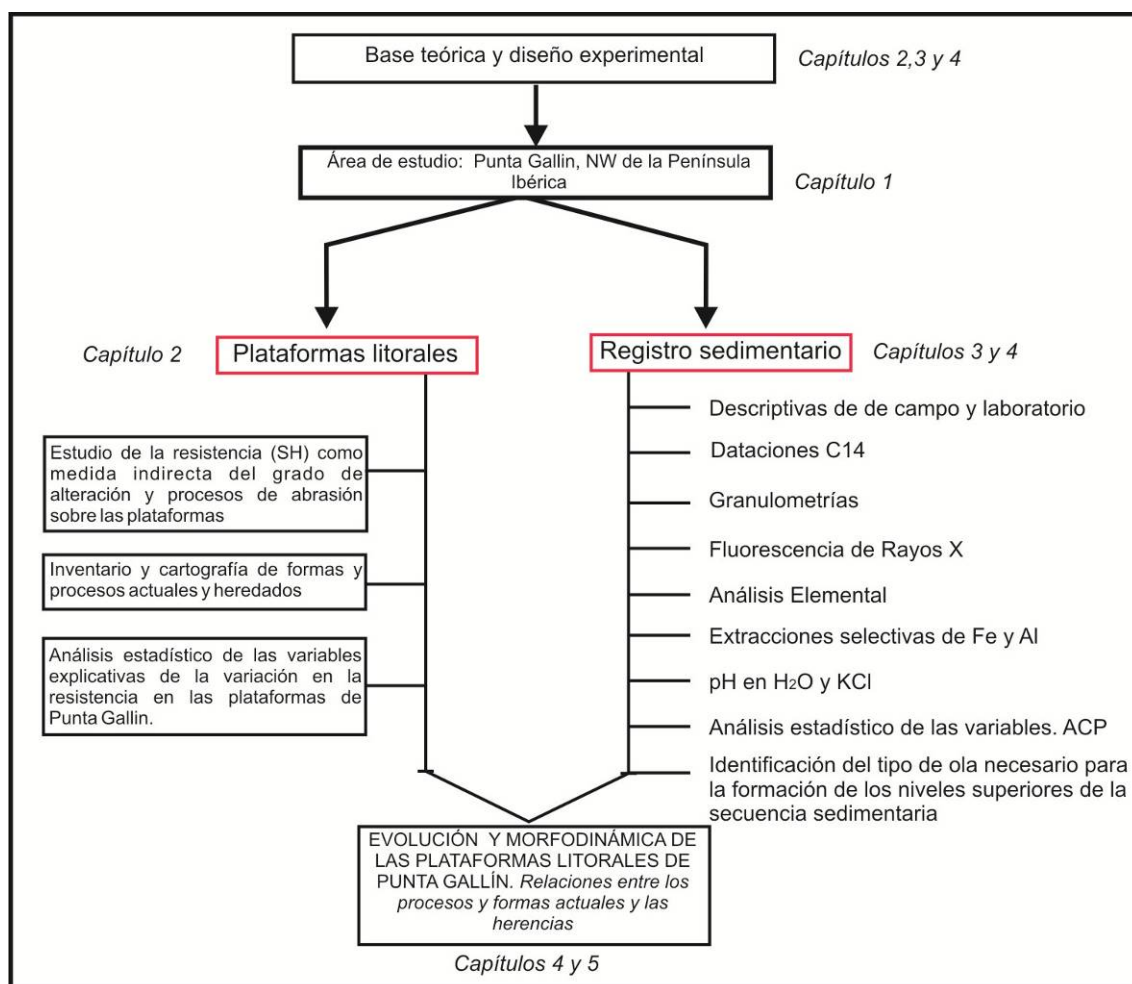


Figura 2. Diagrama de flujo marcando los componentes principales de este proyecto de investigación.

El capítulo segundo integra todo el trabajo desarrollado en las plataformas litorales estudiadas. Se parte de una revisión de la literatura existente sobre las costas rocosas ofreciendo al lector un resumen del marco teórico en el que se integra esta tesis. A continuación se describe la metodología empleada para estudiar las plataformas rocosas de Punta Gallín y se resume el trabajo realizados para caracterizar los procesos geomorfológicos que actúan sobre ellas y estimar el control geológico.

En el capítulo tercero se propone una revisión de los trabajos que han caracterizado los cambios climáticos cuaternarios en la costa gallega y se evalúa el estado del conocimiento paleoambiental de la costa de Galicia en el contexto del Atlántico Norte. También se describen los métodos utilizados para estudiar los depósitos desde una perspectiva paleoambiental, se presentan los resultados individualizados de cada perfil estudiado y la hipótesis de evolución

ambiental del sector de estudio. En el capítulo 4 se expone la metodología empleada para estudiar los niveles superiores de la secuencia sedimentaria estudiada y se investiga el papel de los eventos de alta energía en su formación y en la morfodinámica del sistema durante el Holoceno reciente y en la actualidad. La tesis concluye en el capítulo quinto, en el que se exponen las conclusiones más destacadas del estudio. Finalmente si incluyen las referencias bibliográficas.

CAPITULO 1

**CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS DEL SECTOR DE ESTUDIO Y
CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO: LAS RASAS CANTÁBRICAS.**

1.1. El área de estudio.

Esta investigación se enmarca dentro de la línea que el grupo de investigación en Ciencias del Sistema Tierra de la Universidad de Santiago de Compostela, y anteriormente el Grupo de Investigaciones Geomorfológicas y Ambientales de la misma institución, han desarrollado previamente en la costa Atlántica de Galicia. Con este proyecto se pretendió emplear una metodología semejante en un ambiente geomorfológico y energético diferente, la costa Cantábrica, para seguir profundizando en el estudio de la dinámica de las costas rocosas. El área de estudio se ha seleccionado por tratarse de un sector de costa rocosa en la que se ha desarrollado una plataforma litoral y en el que afloran depósitos sedimentarios complejos cuyo análisis debería ayudar a reconstruir e interpretar su evolución y dinámica actual y por ende, a mejorar el conocimiento de la morfodinámica de las costas rocosas localizadas en latitudes medias.

1.1.1. Situación geográfica y contexto climático.

El sector de estudio pertenece al litoral cantábrico, en concreto al tramo costero de la Mariña Lucense que se extiende entre la desembocadura del río Masma en la ría de Foz, al oeste, y la desembocadura del río Eo en la Ría de Ribadeo, al este. El área de estudio es una pequeña península rocosa, Punta Gallín, situada en el margen occidental de la Ensenada de Loureiro, a unos 2 km al oeste de la desembocadura del río Eo, en la parroquia de San Xoán de Piñeira, perteneciente al municipio de Ribadeo (Figura 3).

Desde una perspectiva climática, como el resto de la Comunidad Autónoma Gallega, el sector de estudio se encuentra bajo la influencia de la circulación general de las latitudes medias de carácter zonal, que se caracteriza por la presencia constante en los niveles altos de la troposfera de grandes corrientes del oeste –vientos de Ferrel- entre los paralelos 30° y 60°, lo que define una circulación cerrada próxima al Polo Norte que se conoce como Vórtice Circumpolar. En invierno, con el vórtice expandido, la corriente en chorro polar desciende hasta los 40-35° N siendo responsable de las borrascas que dan lugar a situaciones advectivas del oeste en la costa gallega. La contracción del vórtice durante el verano provoca un desplazamiento del chorro polar hasta los 50° N, lo que permite que el anticiclón de las Azores se sitúe en latitudes próximas a la Península Ibérica y actúe bloqueando las borrascas derivadas de la ondulación del chorro polar (Castillo Rodríguez, 2000; Castillo Rodríguez et al, 1999). La especial localización de Galicia entre las altitudes altas (deficitarias de energía) y las altitudes bajas (excedentarias) resulta en una variada sucesión de situaciones sinópticas relacionadas con el juego zonal y estacional de las masas de aire frías provenientes del norte y el anticiclón de las Azores.

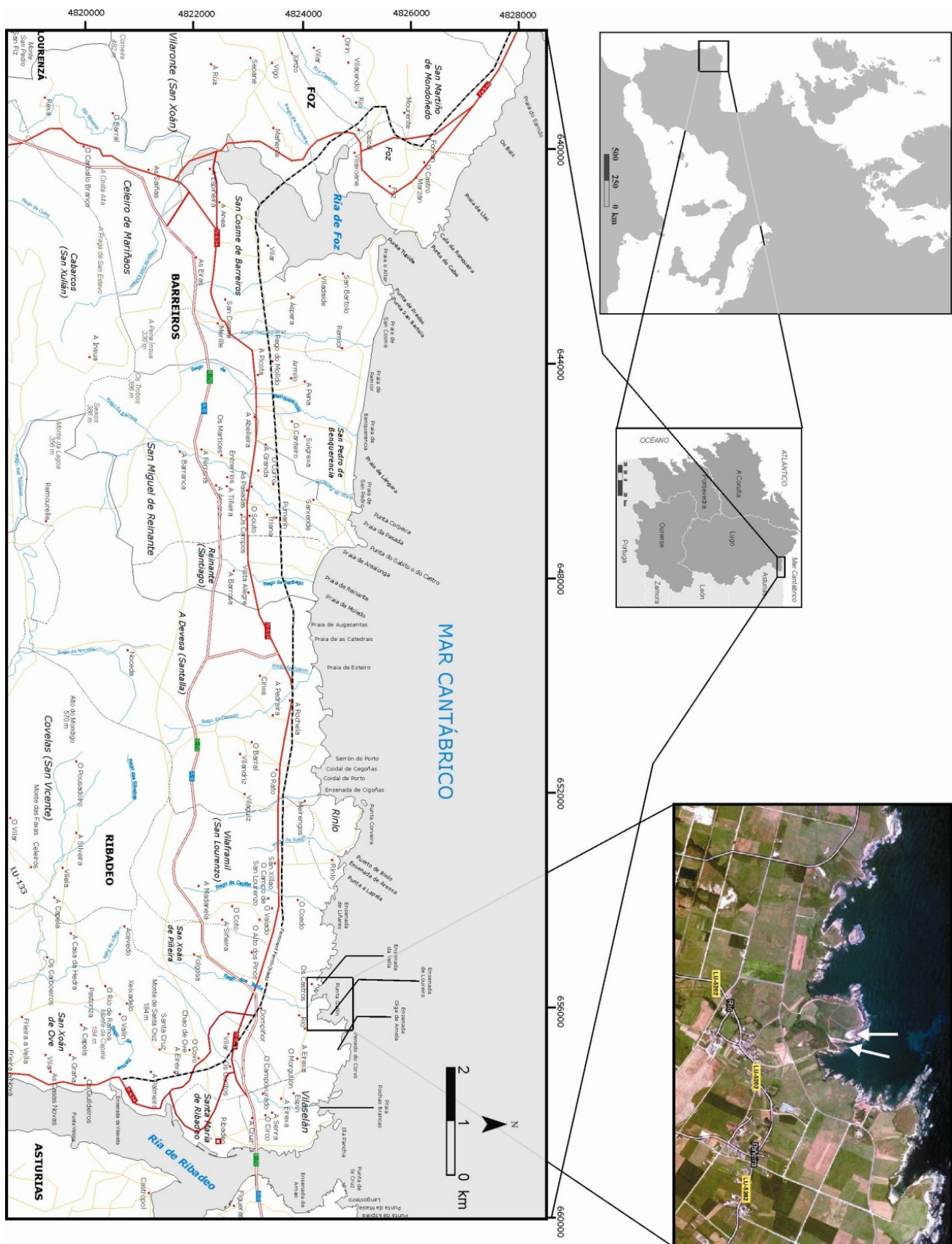


Figura 3. Localización del sector de estudio. Las flechas blancas muestran la localización del sector estudiado.

Los datos de temperatura y precipitación de la estación meteorológica Pedro Murias (Ribadeo) permiten caracterizar el clima del sector de estudio como oceánico húmedo (figura 4); las temperaturas son suaves a lo largo de todo el año, con una media anual de 14.9 °C y oscilación térmica anual de 11 °C. Las precipitaciones son moderadas, con una precipitación anual acumulada de 1008 mm (Datos de la estación meteorológica Pedro Murias, Meteogalicia). Los inviernos son templados y suaves y los veranos frescos. En cuanto al gradiente altitudinal, la zona de estudio figura en el Atlas climático de Galicia (2006) dentro de la zona I, caracterizada por un gradiente de precipitación de 100 l cada 100 metros de altitud (Martínez Cortizas et al, 1999a), y un gradiente de temperatura de -0.67 °C cada 100 metros de altitud (Martínez Cortizas et al, 1999b) desde la costa hacia el sur donde se erigen los sistemas montañosos.

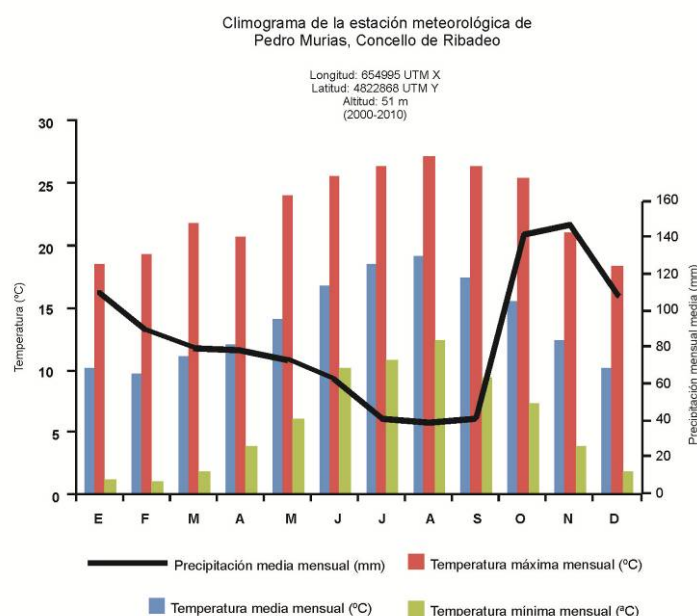


Figura 4. Climograma de la estación meteorológica Pedro Murias, Ribadeo.

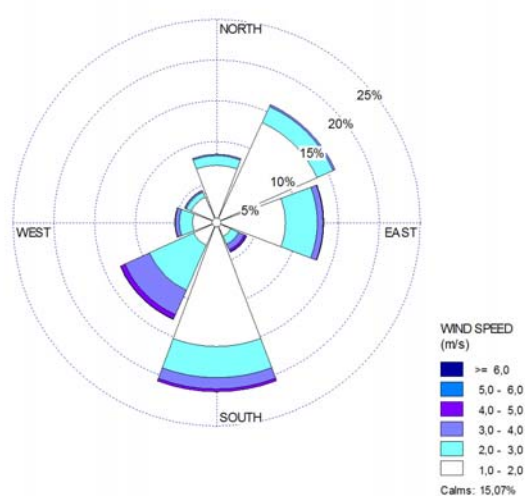


Figura 5. Rosa de los vientos correspondiente a los datos de velocidad y dirección del viento recogidos en la estación meteorológica de Ribadeo (período 2000-2011). Elaboración propia a partir de los datos de la estación meteorológica Pedro Murias 2001-2010 (Meteogalicia).

El régimen de vientos es estacional (Tabla 1); durante el otoño y el invierno los vientos dominantes y más fuertes son de componente SW, al situarse sobre la península las borrascas atlánticas; durante el verano, dominan los vientos de componente NW, NE y N, son vientos frescos y secos característicos de situaciones atmosféricas anticiclónicas. Los vientos de componente S y SE son relativamente frecuentes durante el otoño y preceden el paso de las borrascas atlánticas. Las calmas (velocidad del viento inferior a 6 km/h) suponen un 23 % de registro y tienen su mayor incidencia en los meses del otoño. Las situaciones de temporal de viento (velocidad del viento mayor de 17.2 km/h) suponen un 13.6 % de los registros anuales, concentradas en los meses de invierno, ligados a las componentes direccionales SE, SO, O y NO preferentemente (tabla 1).

Tabla 1. Frecuencias (%) de los vientos por mes y dirección para el intervalo 2001-2011 en la estación meteorológica Pedro Murias de Ribadeo.

		N	NE	E	SE	S	SO	O	NO
Enero	Velocidad media (m/s)	1.9	3.1	3.7	5.5	3.3	5.5	3.4	2
	Dirección (%)	6.64	5.72	5.52	13.84	9.66	10.83	8.73	3.55
Febrero	Velocidad media (m/s)	2.5	2.9	3.1	4.3	2.7	5.1	3.8	3.4
	Dirección (%)	10.62	4.84	9.41	9.43	7.24	11.68	4.80	2.03
Marzo	Velocidad media (m/s)	2.2	2.7	3.4	4.8	2.9	4.9	4.1	3.4
	Dirección (%)	9.07	7.18	10.43	16.35	7.93	7.64	7.42	8.12
Abril	Velocidad media (m/s)	2.0	2.3	3.6	3.2	2.8	4.7	3.0	2.3
	Dirección (%)	10.18	8.50	12.68	4.40	5.63	7.01	8.30	8.12
Mayo	Velocidad media (m/s)	1.9	2.4	3.3	3.8	2.6	4.3	3.2	2.3
	Dirección (%)	9.73	11.14	8.79	4.40	6.44	6.79	8.30	13.71
Junio	Velocidad media (m/s)	1.6	2.1	2.9	5.0	2.4	4.0	2.5	2.0
	Dirección (%)	11.50	16.28	6.75	0.63	2.99	4.25	9.61	15.23
Julio	Velocidad media (m/s)	1.7	2.1	2.8	3.8	2.1	3.9	2.4	2.2
	Dirección (%)	10.18	15.69	5.52	1.26	4.83	5.73	11.35	14.21
Agosto	Velocidad media (m/s)	1.7	1.9	2.9	2.6	2.2	3.7	1.9	2.0
	Dirección (%)	9.29	11.73	8.18	3.77	7.36	5.31	10.04	11.17
Septiembre	Velocidad media (m/s)	1.5	1.8	2.7	2.0	1.9	3.4	2.4	2.1
	Dirección (%)	5.09	8.21	13.09	4.40	9.77	6.37	7.42	6.09
Octubre	Velocidad media (m/s)	2.2	1.8	2.7	2.9	2.5	4.2	2.3	3.3
	Dirección (%)	4.20	2.93	7.36	18.87	13.91	9.55	7.86	6.09
Noviembre	Velocidad media (m/s)	2.7	3.0	3.5	4.2	2.7	4.7	3.9	2.9
	Dirección (%)	5.53	4.40	6.34	10.69	10.46	13.80	9.61	6.60
Diciembre	Velocidad media (m/s)	2.6	2.7	3.7	3.5	2.9	5.0	3.5	2.3
	Dirección (%)	7.96	3.37	5.93	11.95	13.79	11.04	6.55	5.08
Total (%)		19.22	13.78	4.48	24.51	13.27	6.45	5.55	12.74

1.1.2. Geología y geomorfología del sector de estudio

1.1.2.1. Geología.

En el NW de la Península Ibérica, el macizo hercínico se ha dividido clásicamente en tres zonas de características geológicas diferentes: Zona Cantábrica, Zona Asturoccidental-leonesa y Zona Centroibérica (Lotze, 1945). El sector de estudio se encuentra en la Zona Cantábrica, y está representado en la hoja nº 10 del Mapa Geológico de España 1:50.000 (Figura 6). El substrato está compuesto por materiales metamórficos pertenecientes a la unidad litológica denominada Serie de los Cabos. El hecho de que las cuarcitas situadas en esta formación afloren en muchos de los cabos situados en la costa asturiana (p.ej. Cabo Busto,

Cuerno, Vidio y Peñas), tal como fue referido por Barrois (1882) y Adaro (1916), ha dado lugar a la denominación actual de la formación, debida a Lotze (1957) (Marcos y Pérez-Estaun, 1981). La formación Serie de los Cabos ha sido dividida en dos dominios paleogeográficos con facies diferentes: al oeste el dominio del manto de Mondoñedo y al este el dominio del Navia y el alto Sil, siendo el límite entre ambos dominios el cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo (Marcos, 1973). El sector de estudio corresponde al dominio del Manto de Mondoñedo, un apilamiento de grandes pliegues acostados deformados por pliegues suaves de plano axial subvertical. Los materiales representados son bandas de cuarcitas, pizarras y areniscas de edad Cámbrico-Ordovícica que aparecen en muchas ocasiones cubiertos por depósitos cuaternarios de diferente edad y origen (Figura 7). Los sectores más elevados de la hoja, que corresponden al Monte de Mondigo (570 m) y el sistema montañoso de Penalonga (509 m) coinciden con un afloramiento de cuarcitas. La península de Punta Gallín, en la que se ha desarrollado este estudio, ha sido incluida por Bastida y Pulgar (1978) dentro de las Capas de Bres, uno de los miembros en los que Marcos y Pérez-Estún (1981) dividieron la Serie de los Cabos. El miembro de las capas de Bres está formado por areniscas y cuarcitas entre las que se intercalan siltitas y pizarras. Las areniscas son claras, con tonos grises o verdosos, de grano fino y con espesores de las capas que oscilan generalmente entre los 10 y 40 cm.

Este basamento de materiales detríticos paleozoicos sufrió tres fases de deformación durante la orogenia hercínica que al superponerse dieron lugar a la estructura actual. Para Marcos (1973) esta deformación hercínica polifásica dio lugar a una estructura general de pliegues y cabalgamientos con una vergencia hacia el este; en la etapa más tardía de esta serie de deformaciones se originó un sistema de diaclasas de dirección ONO-ESE. La tectónica de fractura es una de las bases para explicar los patrones de retroceso de las costas rocosas, sobre todo en contextos litológicamente homogéneos. La densa red de fracturas desarrollada durante las deformaciones es un factor de primer orden en el retroceso costero del sector. En este sentido, cabe destacar la importancia de las estructuras tectónicas tardías (posteriores a la tercera fase de deformación hercínica) como fallas directas o pliegues suaves y sobre todo una densa red de diaclasas transversales que determinan no sólo parte del recorte de la costa en el sector de estudio sino que, a escalas menores (cm-mm), se convierte en un factor determinante de la operatividad de diferentes procesos de alteración y erosión. En el sector comprendido entre la Ría de Foz y la Ría de Ribadeo, estas estructuras presentan unas direcciones preferentes NO-SW y NW-SE y W-E. Un estudio muy detallado de las principales direcciones de fractura en este sector ha sido realizado por López- Bedoya y Pérez-Alberti (2007).

En un trabajo sobre la estructura del Manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego, Bastida y Pulgar (1978) destacaron que las deformaciones hercínicas mencionadas han ido acompañadas de un metamorfismo regional cuya intensidad aumenta en líneas generales de E a W y que va desde la facies de esquistos verdes hasta la facies anfibolítica. Los mismos autores distinguen en el tramo costero entre Burela y Tapia de Casariego 4 zonas de metamorfismo, estando el sector concreto de estudio (Punta Gallín) dentro de la zona de la clorita.

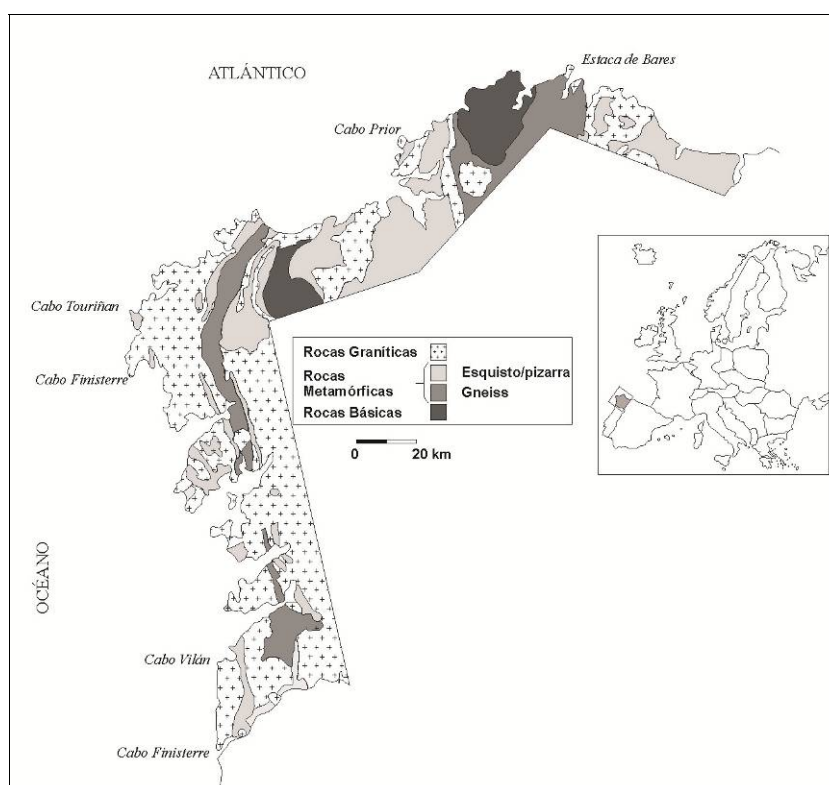


Figura 6. Mapa de los principales tipos geológicos de la Costa Gallega.

Punta Gallín es un resalte de cuarcitas entre las ensenadas de Loureiro al oeste y la Ensenada de A Vella, al este. Este saliente queda delimitado por una fractura de dirección N-S que coincide con su flanco occidental y por una fractura de dirección NNO-SSE en su vertiente oriental. Las plataformas litorales que se han estudiado en este trabajo coinciden con un contacto litológico de dirección Norte entre las cuarcitas y una sucesión de estratos de areniscas y cuarzofilitas en la trayectoria de dos fracturas de dirección NNO-SSE. Esta sucesión de materiales metamórficos en las plataformas estudiadas muestra un buzamiento subvertical con vergencia este.

1.1.2.2. Contexto Geomorfológico. Las Rasas Cantábricas.

El sector costero comprendido entre la ría de Foz, al oeste, y la ría de Ribadeo, al este, puede descomponerse en tres unidades geomorfológicas: (i) La alineación montañosa de Penalonga-Monte do Mondigo (569 m), que enlaza suavemente con (ii) una superficie aplanada tendida hacia el mar y de escasa pendiente que finaliza de forma más o menos abrupta en un desnivel acantilado hacia el mar. La tercera unidad es la franja litoral.

Información geológica del área de estudio



- Información geológica**
- CUARCITAS Y PIZARRAS (SERIE DE LOS CABOS)
 - ARENISCAS FELDESPÁTICAS (FORMACION CANDANA-HERRERIA)
 - DIQUES DE CUARZO
 - FILONES
 - ARENISCAS Y PIZARRAS (FORMACION AGUEIRA)
 - CUARCITAS
 - DIABASAS
 - DERRUBIOS DE LADERA
 - CUARCITAS Y PIZARRAS

- PIZARRAS NEGRAS (PIZARRAS DE LUARCA)
- CUARCITAS
- PIZARRAS NEGRAS Y AMPELITAS
- ALUVIONES
- COLUVIONES SOBRE LA SUPERFICIE DE LA RASA
- CONGLOMERADOS: BRECHAS; ARENISCAS Y PIZARRAS DE PUNTA DEL CUERNO
- DEPOSITOS DISCONTINUOS RECIENTES Y SUELOS SOBRE LA SUPERFICIE DE LA RASA
- MARISMAS
- DEPOSITOS CUATERNARIOS INDIFFERENCIADOS

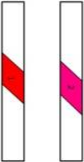
Unidades litológicas, grupos y edades correspondientes a la hoja 10 del Mapa Geológico de España 1:50.000

CUATERNARIO		15	20	743	20	21	24
STEPHANENSE		16					
CAMB.	WENLOCOENSE	15					
	LIASOVEREENSE	16					
ORDOVICICO	SUPERIOR	14					
	INTERIOR	10					
	SUPERIOR	8					
	INTERIOR	7					
CAMBRICO	INTERIOR	5					

Modelo digital del terreno (m)



Rocas plutónicas



- Contacto concordante
- Contacto concordante supuesto
- Contacto discordante
- Contacto mecánico
- Falla conocida
- Falla supuesta
- Cabalgamiento conocido
- Estratificación*
- Primera esquistosidad*

*Se indica el valor del buzamiento en el mapa

Figura 7. Mapa geológico del área de estudio elaborado a partir de la hoja 10 del mapa geológico nacional (1:50.000)

a) Alineación montañosa litoral de Penalonga y el Monte Mondigo.

Se trata de una elevación montañosa modesta formada sobre materiales cuarcíticos que se extiende de O a E. Este sistema montañoso puede ser subdividido en un sector meridional, en el que se alcanza la altura máxima (Monte Mondigo, 569 m) y un sector septentrional; ambas alineaciones están separadas por un surco que coincide con los valles de los ríos Noceda y Pequeno que vierten sus aguas hacia el sur. La alineación montañosa septentrional se encuentra a unos 2 km de la línea de costa, y es la divisoria entre las cuencas del río Eo y los arroyos de corto recorrido que vierten directamente al mar Cantábrico. El sistema montañoso de Penalonga muestra en sus cumbres más altas alguna crestería cuarcítica, y en algunas laderas aparecen distintos tipos de depósitos continentales, como derrubios de ladera o material coluvial, descritos por Asensio Amor y Lombardero Rico (1990) en los montes Penalonga y Mondigo.

b) Sector prelitoral o rasa.

Desde el límite basal entre los montes de Penalonga (a unos 50-50 m sobre el nivel del mar actual) hasta el borde acantilado se extiende una superficie aplanada y de escasa pendiente (entre 1.07° y 1.8°), con una elevación máxima de 70 m y mínima de 15 m. El contacto con los montes de Penalonga se hace a través de una pendiente suave, a menudo cubierta de depósitos de origen continental; el contacto con el mar se realiza a través de acantilados bajos, de unos 15-20 m de altura media, que suelen mostrar perfiles subverticales y enlazar con plataformas litorales submareales o intermareales.

Este sector prelitoral forma parte de lo que se conoce como *rasa cantábrica*, cuyo origen y morfología han sido discutidos por diversos autores, con gran intensidad durante la segunda mitad del siglo XX. De este modo, dentro de un contexto geomorfológico más amplio, el área de estudio pertenece al dominio geomorfológico de las rasas cantábricas (Flor y Peón, 2004), siendo el término *rasa* un sinónimo de terraza marina. Esta unidad de relieve que caracteriza al prelitoral cantábrico peninsular se define por la existencia de superficies planas a distintas elevaciones. En el oriente de Asturias estas superficies se encuentran ligeramente escalonadas en alturas decrecientes hacia el norte, y al este del río Nalón se han distinguido hasta 9 niveles aplanados (Flor, 2000; Flor et al., 2003; ver tabla 2), definidos geomorfológicamente a partir de la altitud actual a la que se encuentra la antigua línea de contacto entre la base del paleoacantilado y el borde interno de la plataforma.

Existe una cierta controversia en cuanto al origen y edad de estas superficies aplanadas que caracterizan al margen costero cantábrico. En el oriente asturiano, algunos autores (p. ej. Mary, 1983; Asensio Amor, 1970; Flor, 1983; Flor, 1982), en base a la interpretación de depósitos discordantes con el substrato rocoso de las rasas y a asumir la existencia de movimientos eustáticos, han atribuido un origen marino al menos a los cuatro niveles inferiores (VII, VIII, XI, IX, X). Esta interpretación se fundamenta en la existencia de fenómenos epigenéticos de ascenso (del orden de 0.2 mm/año) que como señaló Mary (1983) afectarían al litoral cantábrico del oriente asturiano desde el Tortoniense. Así, la teoría de las rasas cantábricas, al menos en el oriente asturiano, se fundamenta en el hecho de que desde que tuvieron lugar los procesos tectónicos principales que construyeron la

cadena cámbrico-pirenaica en el Paleógeno, consistentes en la formación de grandes bloques (horst y grabens), la corteza continental ha experimentado una elevación epirogenética intermitente pero constante (Flor, 2005). Durante los últimos 1-2 millones de años de años se ha seguido produciendo una elevación regional de la Cordillera Cantábrica que queda registrada en la elevación de las terrazas marinas, en Asturias denominadas rasas costeras (Jiménez Sánchez et al., 2006; Álvarez-Marrón et al., 2007). Dataciones de espeleotemas de una cavidad kárstica desarrollada en una rasa de la costa oriental de Asturias sugieren un levantamiento de 0.19 mm/año desde hace aproximadamente 300.000 años (Jiménez et al., 2006). También Gutiérrez-Claverol et al. (2006) han descrito depósitos pleistocenos con evidencias de actividad neotectónica en la zona de Canero (zona meridional de Cabo Busto) a unos 90 km al este del sector de estudio. Los autores identificaron un desarrollo de fallas inversas en un depósito de origen Plioceno-Pleistoceno que relacionan con una acomodación reciente de la cobertera ante reactivaciones del basamento paleozoico, mediante mecanismos de flexión por deslizamiento.

Tabla 2. Relación de los diferentes niveles de rasas, con las altitudes correspondientes a la que se encuentra la línea de costa antigua, para la región central de Asturias y resto de cantábrico oriental propuesta por Flor (2000, 2005). Se separan tres conjuntos principales en función de la altitud y las diferencias de altitud entre niveles contiguos. El autor avanza una hipótesis en cuanto a la edad de su formación.

NIVEL DE LA RASA	ALTURA DE LA LÍNEA DE COSTA	DIFERENCIA DE ELEVACION	DEPÓSITOS INDICADORES	REGISTROS EUSTÁTICOS	EDAD
I	285		Aluviales		PLIOCENO ↓
Conjunto superior		55 m			
II	230	45 m	Aluviales		
III	185	70 m	Aluviales		
IV	115	35 m	Aluviales		
Conjunto intermedio		15 m			PLEISTOCENO ↓
V	80	30 m	Aluviales		
VI	65	15 m	Costeros		
VII	35	13 m	Costeros		
VIII	20	3 m	Costeros	X	
Conjunto inferior				X	HOLOCENO
IX	7		Costeros	X	
X	4		Costeros	X	
Terraza sedimentaria Würmo-flandriense	5-7			X	

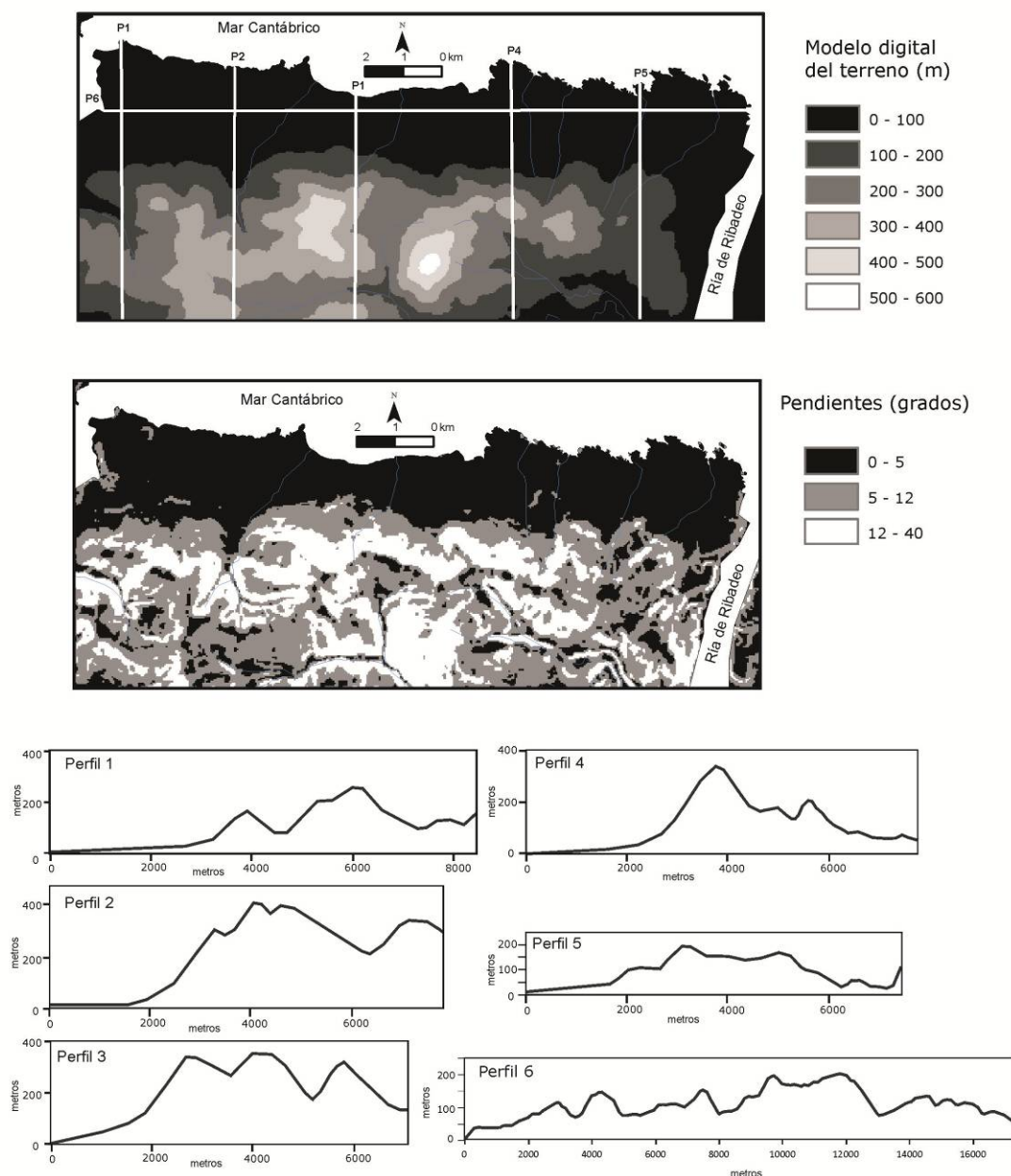


Figura 8. Elevaciones, pendientes y perfiles topográficos del área de estudio. Los perfiles se han realizado con una exageración vertical de 5x.

El tramo litoral comprendido entre la Ría de Foz al este y la Ría de Ribadeo al oeste forma parte de lo que se conoce como *rasa* de Galicia y Asturias occidentales, que se extiende desde Burela hasta la Concha de Artedo (Flor, 1983). Para Nonn (1966) el nivel de la única superficie de *rasa* en el sector de estudio comenzaría en la cota de + 40 m en Devesa y en la de + 60 m en Ribadeo. Mary (1983) consideró que esta superficie se originó durante una transgresión marina presumiblemente de edad Pliocena, basándose en la reducida pendiente hacia el mar, en estudios morfométricos de depósitos que afloran en la misma y en la presencia de conchas marinas en un depósito de Cabo de Peñas. Asumiendo la afirmación de Mary (1983), Álvarez-Marrón et al. (2007) estimaron la edad de la *rasa* comprendida entre Ribadeo y Cabo de Peñas mediante la combinación de métodos de datación cosmogénica e interpretaciones de la geometría del relieve. En su estudio

realizaron 6 dataciones en diferentes puntos del tramo de costa comprendido entre el estuario del Navia y el estuario de Avilés, concluyendo una edad mínima para la superficie estudiada de 1.5 a 2 Ma, lo que les permitió inferir velocidades medias de levantamiento de 0.07 y 0.1 mm/año. La gran extensión de la superficie datada (2-4 km) y la gran resistencia del substrato, llevó a estos autores a suponer que la *rasa* en el sector estudiado se generó durante al menos varias decenas de miles de años y probablemente varios cientos de miles a través de una reocupación de la superficie en distintos momentos en los que el nivel del mar fue superior al actual. Estos autores remarcan como único origen posible de esta superficie aplanada la reocupación de la misma por el mar durante varios niveles altos del mar, basándose en Burbán y Anderson (2001) y Kelsey y Bockheim (1994), quienes afirmaron que para que se desarrollen plataformas litorales de más de 500 m de ancho es necesaria su reocupación por el mar a lo largo de varios estadios interglaciales. Hay que señalar, sin embargo, que Álvarez-Marrón et al. (2007) no realizan un estudio detallado de los depósitos que encuentran sobre la superficie de la *rasa*, y a pesar de que identifican un nivel coluvial, no hacen referencia a un posible origen continental o al menos a la importancia de procesos de diferente naturaleza en su desarrollo.

A partir de los resultados obtenidos del análisis de isótopos de oxígeno realizados en los testigos de aguas profundas, se puede establecer que el nivel del mar fue inferior al actual durante los interglaciales correspondientes a los estadios isotópicos marinos (Marine Isotopic Stage: MIS) 7, 13, 17 y 19 y similar al actual durante los estadios 5e, 9 y 11 (Shackleton, 1987). A pesar de que parece improbable que el nivel del mar se haya situado más que unos pocos metros sobre el nivel actual en los últimos 2-5 millones de años (Trenhaile, et al., 1999), sí que existen suficientes evidencias para considerar que durante el último interglacial alcanzó cotas algo superiores (Broecker et al., 1968; Chappell, 1983). Durante los 2 últimos millones de años, correspondientes al período Cuaternario, se han identificado dos interglaciales en los que el nivel del mar fue superior al actual: el MIS 5 y el MIS 11. El nivel del mar alcanzado durante estos períodos continúa siendo un motivo de controversia, si bien el MIS 5e está más estudiado y se asume que el nivel del mar fue unos 2-5 m sobre el nivel del mar actual. Estudios de campo y geocronológicos han sugerido que durante el MIS 11 (hace 400.000 años), uno de los interglaciales más largos y cálidos (Howard, 1997; Droxler y Farrell, 2000; McManus et al., 2003; EPICA, 2004) el nivel del mar se situó a unos 20 m sobre el nivel del mar actual. Depósitos de edad medio-pleistocena y similar elevación sobre el nivel del mar han sido descrito por varios autores en Alaska (Kaufman y Brigham-Grette, 1993), en las Antillas Holandesas (Lundberg y McFarlane, 2002), Reino Unido (Bowen, 1999), y Bermuda (Olson y Hearty, 2009). Con anterioridad a estos eventos cuaternarios, se ha identificado un máximo eustático durante el Plioceno Medio (3.3 -3.9 Ma), cuya amplitud oscila entre + 5 m y + 40 m sobre el nivel del mar actual, y que suele establecerse en + 25 a efectos de modelización (Raymo et al, 2009). Si asumimos una estabilidad tectónica para la *rasa* en el sector entre Ribadeo y Foz, y las estimaciones más altas para los niveles alcanzados por el mar durante el Plioceno medio y el MIS 11, esta superficie solamente habría sido ocupada por el mar en sus primeros metros (Figura 9). Si consideramos las tasas de elevación calculadas por Álvarez-Marrón (2007) para el sector comprendido entre Ribadeo y Cabo de Peñas (figura 9) esta superficie habría sido invadida por el mar en sus primeros metros durante el MIS 11, pero hubiera estado completamente

ocupada por el mar, incluyendo las elevaciones montañosas adyacentes, durante el máximo Plioceno¹. Las dataciones publicadas por Álvarez-Marrón et al (2007) se obtuvieron en superficies de la rasa situada a elevaciones entre 90 y 100 m sobre el nivel del mar actual, lo que implicaría que esta superficie no habría podido ser invadida por el mar durante el cuaternario, y para atribuirle un origen marino habría que remitirse al Terciario.

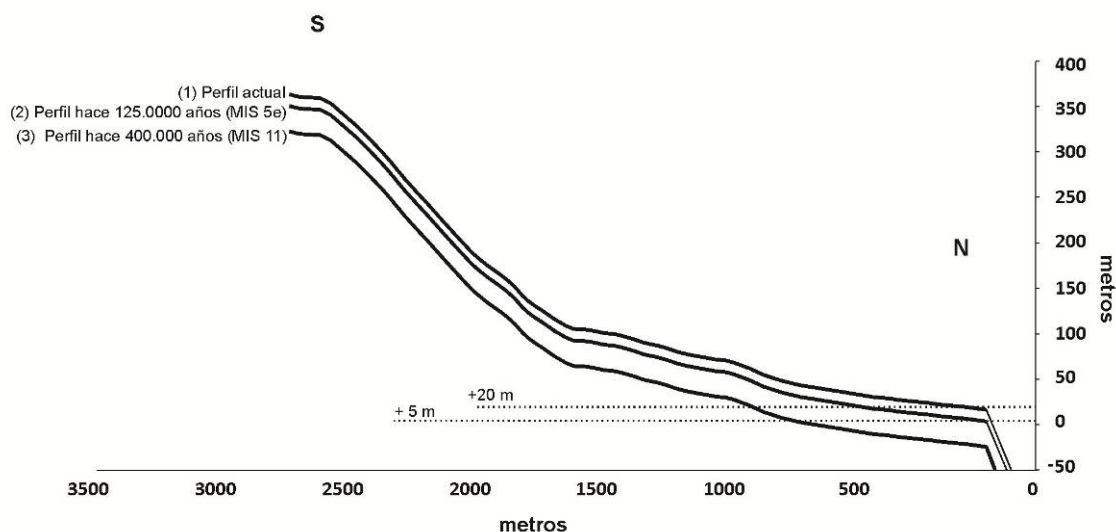


Figura 9. Perfil topográfico obtenido del mapa 1:500 (corresponde al perfil 1 de la figura 8). La línea 1 es el perfil real actual y las líneas 2 y 3 se han obtenido a partir de la tasa de elevación anual estimada por Álvarez Marrón (2007) para el sector occidental de la Rasa Cantábrica (se ha utilizado el valor máximo de $0,1 \text{ mm/año}^{-1}$). El perfil del acantilado para las líneas c y b se ha idealizado. Una supuesta pulsación positiva del nivel del mar de +20 m durante el MIS 11 (aprox. 400.000 BP) supondría la inundación de hasta 1 km de la extensión actual de la *rasa* en el sector de estudio; mientras el MIS 5e sólo habría sido responsable del retoque de los primeros metros de la misma.

Las superficies planas que caracterizan al relieve litoral y prelitoral cantábrico de la Península Ibérica suelen identificarse como antiguas plataformas litorales; sin embargo, la diversidad de interpretaciones y la, en ocasiones, dudosa calidad de los datos interpretados remarca la necesidad de retomar el tema de estas superficies desde una perspectiva global y con nuevos datos e interpretaciones. Hernández Pacheco y Asensio Amor (1954-1964), basándose en el estudio de los sedimentos de la *rasa* en este mismo sector, sugieren un origen continental de esta superficie con una posible invasión por el mar en su parte más baja, mientras que Boirot y Sole Sabaris (1954), Nonn (1960; 1966) y Mary (1983), identifican depósitos de características marinas sobre la misma superficie. Mary (1983) llega a distinguir dos niveles marinos, situados a alturas de 100 y 60 m en la parte gallega de la *rasa*, entre Burela y Ribadeo. Estas interpretaciones suelen estar basadas en el estudio morfológico de los niveles de cantos, pero sin ningún tipo de datación o análisis paleontológico que puedan ayudar a sostener el origen marino de la misma. Puede afirmarse que actualmente no existe una teoría concluyente acerca del origen y procesos que han conducido al desarrollo de esta

¹ En esta simplificación se obvian las diferencias topográficas que resultarían de las diferencias entre una superficie 0, que no ha sufrido erosión, y una superficie 1, actual que es el resultado de una larga historia geológica en la que los procesos erosivos han originado un rebaje con respecto a la superficie 0. superficie 0, que no ha sufrido erosión, y una superficie 1, actual que es el resultado de una larga historia geológica en la que los procesos erosivos han originado un rebaje con respecto a la superficie 0.

superficie, ni tampoco de la existencia y magnitud real de los posibles procesos de levantamiento tectónico en la costa NE gallega.

Sin procurar una solución para el problema de la Rasa Cantábrica, estas reflexiones pueden servir para ejemplificar las diversas interpretaciones que se han hecho sobre su origen y como el papel relativo que han jugado los procesos marinos a lo largo de la historia geológica en su desarrollo continua siendo controvertido. Trenhaile (2002) modelizó el desarrollo de terrazas marinas en costas rocosas tectónicamente activas, remarcando que durante los interglaciales Cuaternarios la duración de los altos niveles del mar no habría sido suficiente como para producir plataformas anchas de escasa pendiente partiendo de perfiles iniciales con pendientes abruptas. Trenhaile (2002b) llega a la conclusión de que la génesis de este tipo de formas solamente puede explicarse en base a aspectos estructurales y litológicos, así como a la combinación de diferentes procesos morfogenéticos. Si ciertos niveles de la *rasa* cantábrica pueden ser asimilables a antiguas plataformas litorales, entonces para su correcta interpretación y con el objetivo de estimar el papel relativo que a lo largo de su historia geológica han tenido los procesos continentales y marinos, deberían tenerse en cuenta aspectos fundamentales de la dinámica de las costas rocosas, como los controles geológicos y estructurales, la posición de la rompiente, la geometría de las plataformas y los paleoacantilados o las diferencias en el régimen erosivo en los contextos de ascenso o descenso del nivel del mar. A ello debe añadirse la relación entre la velocidad en el ascenso del nivel del mar y las tasas de elevación de las superficies, que determina el tiempo durante el cual puede producirse una erosión efectiva en cada sección de la paleo-plataforma, partiendo de que la mayor parte de la erosión tiene lugar en la zona de rompiente del oleaje (Trenhaile, 1987).

c) Sector litoral

En el sector de estudio la unidad asimilable a la *rasa* cantábrica limita por el Norte con el sector litoral actual; el límite entre ambas unidades geomorfológicas suele coincidir con un perfil acantilado. Este sector litoral presenta un perfil subrectilíneo y recortado, predominantemente rocoso y propio de un acantilado bajo; en su mitad occidental, del estuario del Masma a la Punta do Castro, presenta una sucesión de playas de arena, cuyos materiales silíceos (cuarzo, fundamentalmente) proceden en su mayor parte de las descargas de las cuencas hidrográficas que dieron lugar a los estuarios de Fazouro y Foz a lo largo de su historia geológica de encajamiento (Flor y Flor, 2011). El sector oriental, desde la Punta do Castro hasta la Ría de Ribadeo, puede ser caracterizado como una costa rocosa en la que se suceden tramos de acantilados y pequeñas ensenadas rocosas en las que pueden aparecer playas de cantos o playas mixtas de arena y cantos. López-Bedoya y Pérez Alberti (2007) distinguieron en este tramo tres tipos de acantilados: verticales, degradados en vertiente hacia el mar y degradados con vertiente en extraplomo, en función del tipo de roca y de la disposición de los estratos. En algunos tramos los acantilados poseen al pie plataformas litorales, en general de pequeña extensión y que quedan completamente expuestas únicamente durante las mareas bajas vivas. El litoral comprendido entre las rías de Foz y de Ribadeo presenta un amplio catálogo de formas litorales, en las que el control

estructural y tectónico constituye el principal factor de su trazado (López-Bedoya y Pérez-Alberti, 2007).

1.1.3. Clima marítimo y características oceanográficas.

Las mareas y el oleaje son dos factores básicos en la geomorfología de las áreas costeras. Las oscilaciones del nivel del mar causadas por las mareas suelen considerarse un factor fundamental en el desarrollo de costas en las que el oleaje tiene poca intensidad como las marismas, los estuarios o los manglares pero son también importantes en las costas cuya morfología está dominada por el oleaje (como son las costas rocosas), en donde las mareas determinan el rango vertical de elevaciones y la extensión horizontal sobre las que el oleaje y otros factores marinos pueden operar. La marea es el factor responsable de las variaciones en factores como la extensión de la zona de surf, la elevación de la columna de agua y la posición de la zona de rompiente (Trenhaile, 1997). Por su parte, las olas suponen la mayor entrada de energía en los sistemas costeros dominados por el oleaje y su importancia se manifiesta en todos los procesos morfodinámicos que afectan a los mismos: sedimentación, erosión y transporte.

Las mareas que afectan a la región del Cantábrico son semidiurnas, con un período aproximado de 12 horas y 20 minutos. Según los datos proporcionados por el mareógrafo de Gijón perteneciente a la Red de Mareógrafos de Puertos del Estado (REDMAR) (lat: 43º 33' 33" N, long: 5º 41' 50" O) para el período 1996-2003 (Fuente: Base de datos Oceanografía Meteorológica de Puertos del Estado, Ministerio de Fomento), el rango mareal varía entre 1.64 m durante las mareas muertas y 4.83 m durante las mareas vivas. El máximo nivel observado es de 5.41 m y a él corresponde la carrera máxima de 4.96 m. Los rangos para cada una de las dos semimareas diarias a lo largo de cada mes, separando los máximos y mínimos, y en base a la media anual, permite deducir una media mesomareal; el rango entre la máxima pleamar astronómica y la mínima bajamar astronómica es de 4.8 m (figura 10) lo que permite caracterizar el régimen mareal del sector de estudio *macromareal* (Davis, 1964).

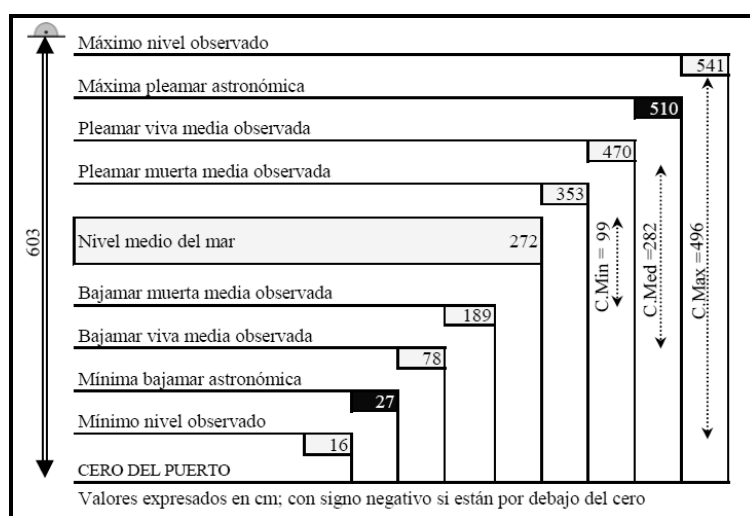


Figura 10. Niveles de marea observados. Gráfico obtenido del Documento de Información climática del mareógrafo de Gijón (Puertos del Estado, 2005).

1.1.3.1. Caracterización del oleaje.

Desde el punto de vista de las características del oleaje, Punta Gallín se encuentra en un punto transicional entre las costas Cantábrica y Atlántica de la Península Ibérica. Desde Estaca de Bares, el perfil costero describe una curvatura hacia el Este que, a partir de la desembocadura del río Masma, inflexiona hacia un perfil rectilíneo de dirección O-E que define a la mayor parte de la costa cantábrica peninsular. La Punta de Estaca de Bares, el punto más septentrional de la península, delimita dos sectores costeros desde el punto de vista del oleaje: un sector occidental, relativamente más expuesto al oleaje de componente oeste y suroeste, y un sector oriental protegido del oleaje de estos componentes por su posición al oeste de la costa de Burela. El sector de estudio se encuentra a unos 55 km al este de Estaca de Bares y por lo tanto ligeramente protegido del oleaje de componente oeste con respecto a los sectores costeros emplazados al oeste de este accidente geográfico.

Atendiendo a estas características transicionales, para caracterizar el clima marítimo en el sector de estudio se han utilizado los datos la Boya exterior de Estaca de Bares (2244) y la boya exterior de Cabo de Peñas (2242) ambas pertenecientes a la Red de boyas de aguas profundas de Puertos del Estado. Ambas boyas se caracterizan por estar fondeadas lejos de la costa a gran profundidad (más de 200 m), y por lo tanto las medidas de oleaje de estos sensores no están perturbadas por efectos locales, proporcionando cada boya observaciones representativas de grandes zonas litorales. Además, se han considerado también los datos de las boyas de aguas costeras de Gijón I (1115)² y Gijón II (1116), con objeto de aproximar las características del oleaje en aguas someras.

Las condiciones de oleaje normales o más frecuentes se han obtenido utilizando técnicas de estadística descriptiva unidimensional en combinación con el uso de tablas de contingencia, que han servido para caracterizar los regímenes medios (escalares o direccionales), la relación entre alturas de ola y periodos y el comportamiento estacional de estos parámetros. Los parámetros empleados en la descripción del oleaje en el sector de estudio han sido los siguientes:

Hs: Altura Significante Espectral (m)

Tm: Periodo Medio Espectral (s)

Tp: Periodo de Pico (s)

Hmax: Altura de la Ola Máxima (m)

Thmax: Periodo de la Ola Máxima (s)

Además de las condiciones normales, en el estudio de la dinámica de costas resulta imprescindible caracterizar el régimen extremal del oleaje, ya que es a los eventos extremos a los que corresponde una mayor entrada de energía en el sistema y por lo tanto una mayor capacidad morfodinámica (transporte, sedimentación y erosión). Para estudiar los eventos extremos se han identificado y caracterizado las situaciones de tormenta en los últimos 10 años de registro de la boya costera de Gijón, y se ha calculado la probabilidad de que

² Los datos empleados corresponden a las boyas Gijón I que funcionó desde 1989 a 2001, y los de la boya Gijón II, que sustituye a Gijón I desde el año 2001.

ocurran olas mayores a un umbral de tormenta predefinido en 3 m, que es el valor que la ROM 03-91-0 (1990) de Puertos del Estado define como umbral para identificar una tormenta en las zonas I y II, correspondientes a las boyas de Gijón y Bilbao y de A Coruña respectivamente. Finalmente se han calculado las frecuencias de los estados del mar utilizando la escala de Douglas.

1.1.3.1.1. Boya de Estaca de Bares.

A partir del análisis estadístico unidimensional de los datos de la boya de Estaca de Bares para el período 1996-2009, se ha obtenido una altura de ola significativa espectral media anual de 2.39 m (H_s), y un período espectral medio (T_m) de 6.08 s. La altura de la ola máxima media (H_{max}) es de 3.6 m. El 74.1 % de las olas tienen alturas (H_s) de 1-2 m, a las que corresponden períodos de 5-6 s (50 %). El período de pico (T_p) medio es de 9.35 s y el período de la ola máxima ($T_{h_{max}}$) medio de 9.18 s. Un 70.5 % del oleaje procede del cuarto cuadrante (Figura 11), al que corresponden también las olas más energéticas; el 18.4 % tiene una procedencia septentrional y el 10 % restante procede del primer cuadrante. El oleaje de componente SO, SE y S supone el 0.65 % del registro.

La Figura 12 muestra la distribución estacional de la altura de ola significativa espectral y el periodo medio espectral en la boya de Estaca de Bares. Durante los meses de invierno se registran los valores máximos de H_s , alcanzándose alturas de 11-13 m que corresponden a las componentes direccionales O y NO. Durante esta estación, las olas con H_s media superior a 3.5 m tienen una frecuencia del 66.48 %, correspondiente a las direcciones O (21.42 %) y NO (45.06 %), mientras que el resto de direcciones, salvo la S, presentan valores medios de H_s cercanos o superiores a 2.5 m. De acuerdo al umbral de altura de ola en 3 m definido en la ROM 03-91-0 (1990) durante el invierno predominan las condiciones de temporal. Los valores máximos de H_{max} están asociados a las direcciones del oleaje del N, NO y en menor medida del O y se registran durante los meses de otoño e invierno, durante los cuales se han alcanzado valores superiores a 20 m. En primavera también se registran valores de H_{max} extremos, cercanos a 20 m, asociados a temporales de componente NO.

**Boya de Estaca de Bares
1996-2010**

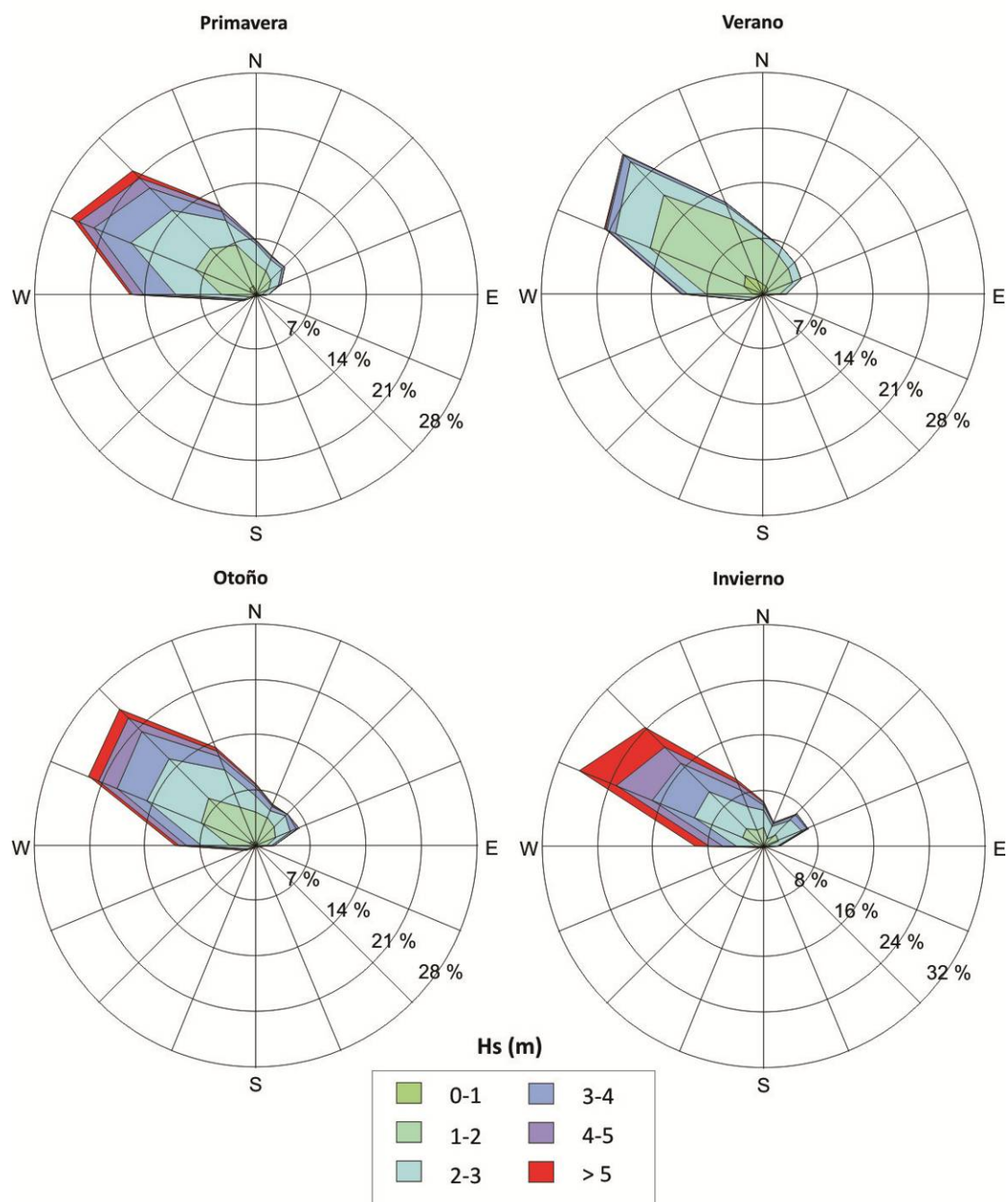


Figura 11. Rosas de oleaje estacionales obtenidas con los datos de la Boya de Estaca de Bares (1996-2010)

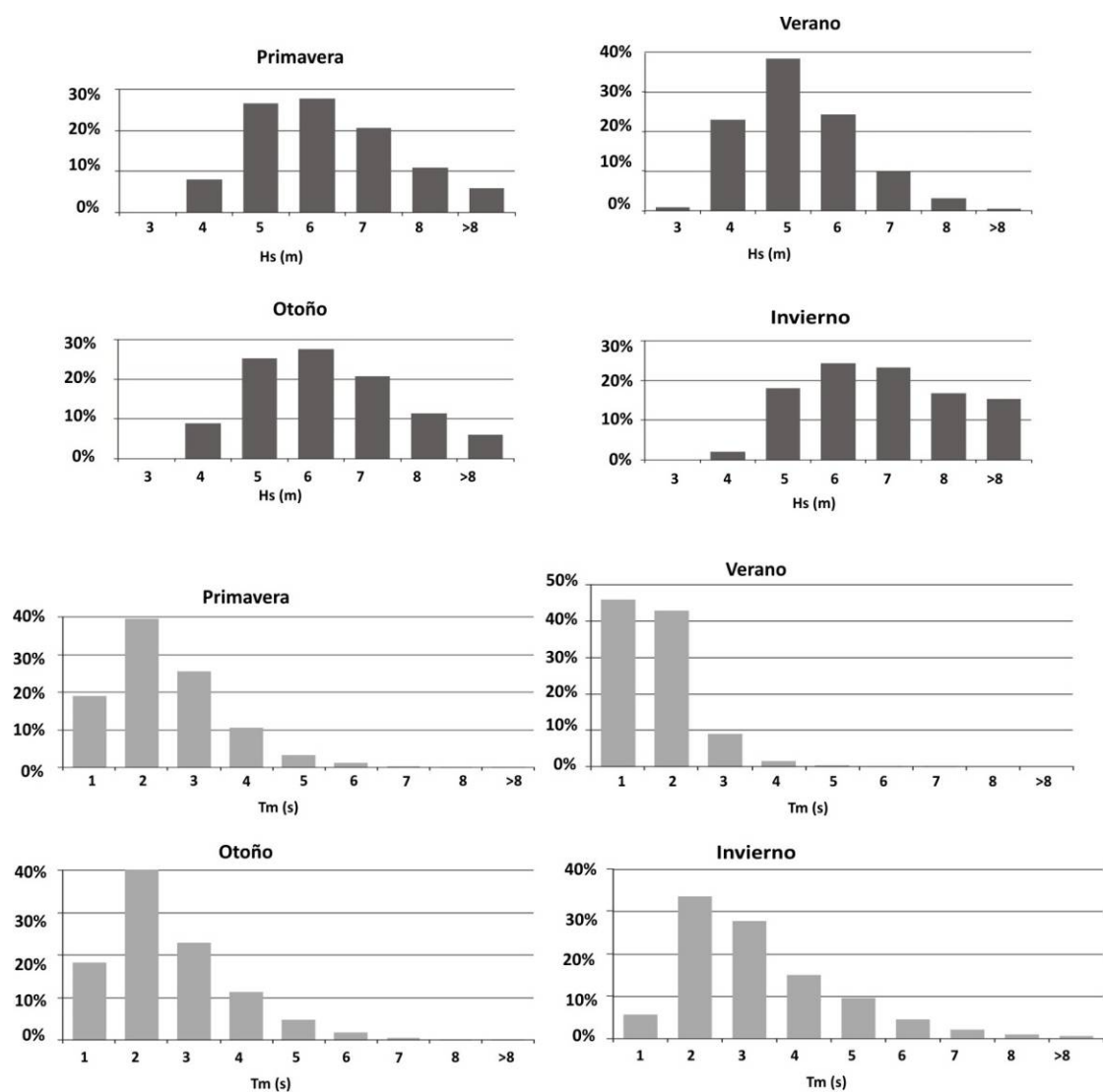


Figura 12. Gráficos estacionales de frecuencias (expresadas en porcentajes) de los valores de Hs y Tm del oleaje registrado en las boyas de Estaca de Bares (1996-2010).

Tabla 3. Estadísticos descriptivos de los principales parámetros del oleaje en las boyas de Estaca de Bares, Cabo de Peñas y Gijón.

	Estaca de bares				Cabo de Peñas				Gijón			
	Mín.	Máx.	Med.	Des.t íp.	Mín.	Máx.	Med.	Des.t íp.	Mín.	Máx.	Med.	Des. típ.
Hm0	0.4	12.9	2.39	1.27	0.3	12.2	1.96	1.08	0.2	8	1.59	0.91
Tm02	3.1	12.3	6.08	1.41	2.8	14.8	6.19	1.60	2.2	23	6.34	1.69
Tp	3.2	25	9.35	2.33	1	24.8	9.64	2.47	0.1	21.3	9.56	2.84
Hmax	0.5	20.6	3.66	1.99	0.4	23.3	2.97	1.65	0.3	14.9	2.6	1.48
Thmax	2.9	25.4	9.18	2.54	2.9	24.2	9.22	2.53	1	23.3	9.04	2.95

Los periodos medios (T_m) tienen un comportamiento estacional semejante a H_s , concentrándose los valores más altos en los meses de invierno (ligерamente superiores a 7 s) asociado a direcciones NO y O. La Tabla 2 muestra las frecuencias de cada altura de ola (H_s) y cada periodo (T_m) y permite apreciar como a las olas más altas corresponden los períodos más largos. Un 0.19 % de las olas registradas tienen períodos medios superiores a 8 s y alturas superiores a 8 m, mientras las olas de H_s superior a 10 m, con una frecuencia de 0.05 % pueden considerarse extraordinarias. La Tabla 3 muestra los valores medios y máximos anuales de H_s , H_{max} , T_m y T_{hmax} .

Tabla 4. Valores anuales de H_s , T_m , H_{max} y T_{hmax} obtenidos de los datos registrados por la Boya de Estaca de Bares en el período 1996-2009.

	H_s media	H_s máxima	H_{max} media	H_{max} máxima	T_m medio	T_m máximo	T_{hmax} medio	T_{hmax} máximo
1996	2.3	9.4	3.5	13.5	6.1	10.6	8.8	16.2
1997	2.4	5.4	3.7	8.9	6.7	10.5	10.2	15.4
1998	1.7	7.1	2.6	11.1	5.3	10.9	7.9	23.1
1999	2.7	10.1	4.2	16.4	6.4	10.4	9.6	16.8
2000	2.5	8.9	3.9	16.7	6.4	11.8	9.7	19.5
2001	2.3	9.1	3.5	17	5.8	10.8	8.8	21.1
2002	2.7	8.9	4.1	14.3	6.5	11.5	9.9	23.6
2003	2.3	8.1	3.6	15.2	5.9	12.3	9.1	23.9
2004	2.3	6.4	3.5	11.9	6.1	11.3	9.1	18
2005	2.2	8.7	3.3	13.4	5.8	11.8	8.6	21.1
2006	2.5	9.6	3.8	15.5	6.1	11.1	9.3	22.1
2007	2.1	11.2	3.3	17.5	5.7	11.3	8.5	18.8
2008	2.5	12.9	3.9	19.7	6.2	11.6	9.4	25.4
2009	2.6	12.8	4.0	20.6	6.3	11.8	9.8	18.3

Tabla 5. Tabla de contingencia de las frecuencias de T_m y H_s registrados en la boya de estaca de Bares en el período 1996-2009

$T_m(s)$ $H_s (m)$	3.00	4.00	5.00	6.00	7.00	8.00	9.00	10.00	11.00	12.00	% total de H_s
> 1	0.002	0.012	0.006	0.002							0.021
1	0.192	7.692	8.977	4.387	0.957	0.160	0.012	0.003			22.38
2		2.899	15.709	11.786	6.252	2.089	0.372	0.044	0.014		39.16
3			2.498	8.203	5.676	3.311	1.334	0.224	0.037	0.003	21.29
4			0.006	1.700	3.903	2.380	1.149	0.389	0.069	0.003	9.6
5				0.029	1.643	1.543	0.769	0.383	0.073	0.003	4.44
6					0.159	0.851	0.586	0.206	0.044	0.005	1.85
7						0.180	0.372	0.139	0.044	0.006	0.74
8						0.012	0.171	0.102	0.031	0.005	0.32
9							0.037	0.070	0.017		0.12
10							0.002	0.026	0.017		0.04
11								0.003	0.009		0.01
12									0.003	0.003	0.006
13								0.003		0.002	0.005
% total de T_m	0.194	10.6	27.19	26.11	18.59	10.53	4.80	1.59	0.36	0.03	

1.1.3.1.2. Resultados de la boya de Cabo de Peñas.

Según los datos registrados en la boya de Cabo de Peñas en el período 1996-2010, la altura de ola significativa espectral media anual (H_{m0}) es de 1.96 m, y el período medio espectral medio (T_{m02}) de 6.19 s. La altura de la ola máxima media (H_{max}) es de 2.98 m. El 74.1 % de las olas tienen alturas (H_{m0}) de 1-2 m, a las que corresponden períodos de 4-6 s (55 %). El período de pico (T_p) medio es de 9.64 y el período de la ola máxima (T_{hmax}) medio de 9.22 s. Un 67 % del oleaje procede del NO, un 18 % del N y un 9.8 % del NE. El componente direccional oeste está escasamente representado, con tan solo un 3.5 % del registro total, y aún menores son los componentes de procedencia S, SO y SE que suponen tan sólo un 0.02 %, por lo que puede afirmarse que la boya de Cabo de Peñas se encuentra protegida con respecto al oleaje de componente meridional (Figura 13). Las olas de H_s igual o superior a 3 m suponen el 44.6 % del registro, y de dicho porcentaje, un 32 % tiene procedencia NO, un 25 % procedencia O y un 11 % N, frente a un 2 % de componente E. Las olas con H_s superior a 7 m proceden siempre del NO. La Figura 13 muestra la distribución estacional de la altura de ola significativa espectral (H_s) y del Período de ola medio (T_m) registrados en la boya de Cabo de Peñas; los periodos medios espectrales más lagos corresponden a las olas más altas, y las combinaciones de periodos más largos con las olas más altas tienen lugar en el invierno y procedencia NW.

Tabla 6. Valores anuales de H_s , T_m , H_{max} y T_{hmax} obtenidos de los datos registrados por la Boya Exterior de Cabo de Peñas en el período 1997-2010

	H_s media	H_s máxima	H_{max} media	H_{max} maxima	T_m medio	T_m maxim	T_{hmax} medio	T_{hmax} maxim
1997	1.73	7.2	-	-	6.31	11.9	-	-
1998	2.01	8.3	2.76	15	6.31	14.8	8.4	19
1999	2.07	9	3.84	14.4	6.56	13.5	10.2	19.4
2000	1.96	7.1	2.48	10.5	6.38	12.9	8.4	20.8
2001	1.92	7.5	3.36	13.8	7.20	14.1	10.0	16.6
2002	2.46	6.6	3.55	12.7	6.78	12.3	10.7	18.5
2003	1.86	7.8	2.71	13.5	5.95	11.9	9.3	19.7
2004	1.96	7.9	2.99	14.4	6.21	10.6	9.3	19.6
2005	1.85	9.6	2.83	16.2	5.96	11.7	9.0	20.5
2006	1.76	7.7	2.69	12.5	5.82	11.7	9.0	18.8
2007	2.02	12.2	3.09	23.3	6.05	11.9	9.3	18.6
2008	2.05	7.8	2.97	12.6	6.10	11.1	9.0	17.7
2009	2.01	10.1	3.08	16.1	6.08	11.6	9.2	21.6

Durante los meses de invierno se registran los valores máximos de H_s , alcanzándose valores máximos de 12 m, aunque los valores superiores a 9 m corresponden a olas aisladas y suponen sólo un 0.01 % del registro. Durante esta estación, las olas con H_s media superior a 3.5 m tienen una frecuencia del 25 %, y una procedencia principal del NO (71%), seguida de N (15 %) y NE (9 %). En los meses de primavera las olas con más de 3.5 m de H_s tienen una frecuencia del 9.75%, en verano sólo del 0.53 % y en otoño del 13.78 %. En primavera y verano se aprecia un ligero descenso de la componente NO a favor de la N en la procedencia de las olas superiores a 3.5 m, aunque ambas componentes siguen representando el 65 % del total estacional. Los periodos medios (T_m) más largos se concentran en el invierno, durante el que se alcanzan valores de hasta 12 s, y corresponden al oleaje de procedencia NO y N. Las olas superiores a 9 m corresponden siempre a la

componente NO. La figura 14 muestra las frecuencias estacionales de Hs y Tm obtenidas con los datos de la Boya de Cabo de Peñas (1997-2010).

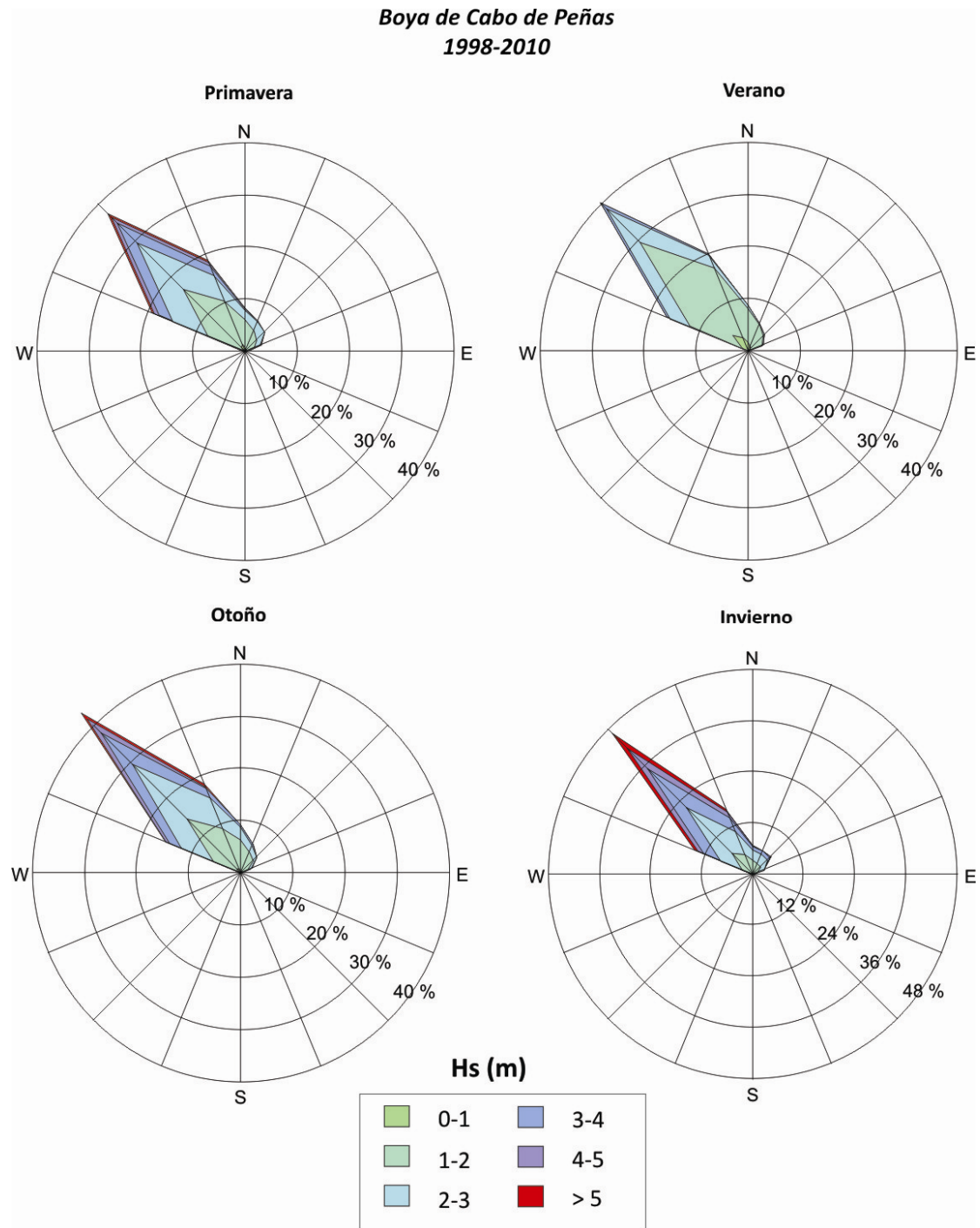


Figura 13. Rosas de oleaje estacionales obtenidas con los datos de la Boya de Cabo de Peñas (1998-2010)

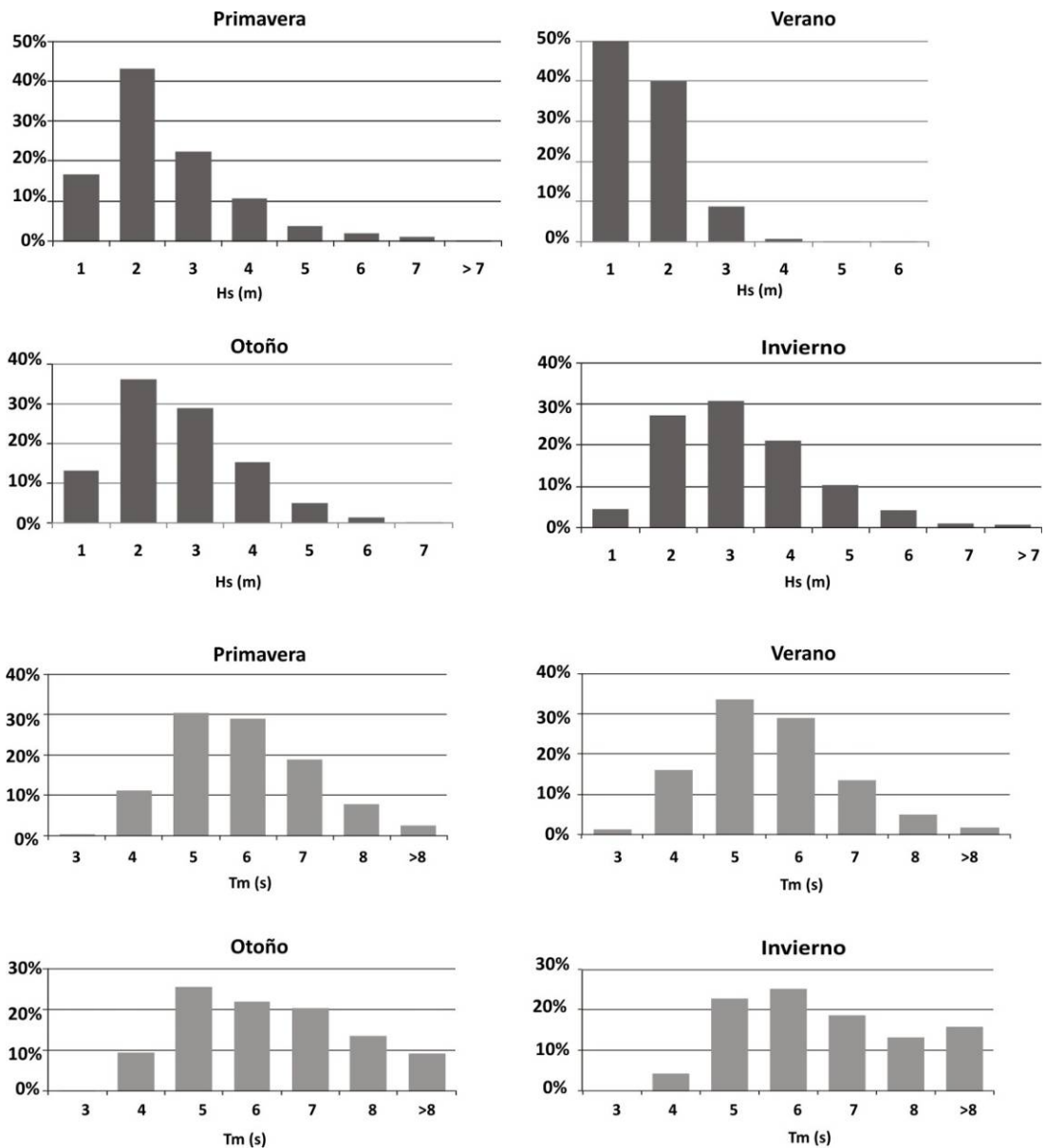


Figura 14. Gráficos estacionales de frecuencias (expresadas en porcentajes) de los valores de Hs y Tm del oleaje registrado en las boyas de Cabo de Peñas (1997-2010)

Tabla 7. Tabla de contingencia de las frecuencias de T_m y H_s registrados en la boya de Cabo de Peñas en el período 1997-2010

$T_m(s) \backslash H_s(m)$	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	% total de H_s
< 1	0.03	0.12	0.09	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.26
1	0.66	9.79	14.5	8.94	3.21	0.77	0.16	0.04	0.064	0.027	0.006			38.20
2	-	1.24	9.94	11.2	8.16	3.90	1.29	0.37	0.225	0.135	0.035	0.01		36.53
3	-	-	0.71	4.23	4.16	3.13	2.12	0.77	0.163	0.091	0.027	0.009		15.42
4	-	-	-	0.53	2.06	1.72	1.06	0.69	0.171	0.080	0.038	0.006	0.002	6.36
5	-	-	-	-	0.40	0.77	0.36	0.26	0.174	0.082	0.033			2.08
6	-	-	-	-	0.02	0.340	0.207	0.106	0.077	0.021	0.016	0.003		0.79
7	-	-	-	-	-	0.058	0.12	0.05	0.03	0.03	0.004			0.26
8	-	-	-	-	-	-	0.03	0.02	0.01	0.01	0.001			0.07
9	-	-	-	-	-	-	0.03	0.01	0.01	-				0.03
10	-	-	-	-	-	-	-	0.04	0.04	0.01				0.01
% total de T_m	0.69	11.16	25.26	24.93	18.0	10.69	5.35	2.34	0.96	0.44	0.16	0.03	0.02	100%

Un 0.10 % de las olas registradas tienen períodos medios superiores a 8 s y alturas superiores a 8 m. La tabla 5 muestra los valores medios y máximos anuales de H_s , H_{max} , T_m y T_{hmax} .

1.1.3.1.3. Boya de Gijón.

De acuerdo con los datos registrados por las boyas³ de aguas costeras de Gijón en el período 1994-2010, la altura de ola significativa espectral media anual es de 1.59 m (H_s), y la máxima del registro de 8 m. El período medio espectral medio (T_m) es de 6.34 s. La altura de la ola máxima media (H_{max}) es de 2.98 m y la máxima del registro de 14.9 m. El 78 % de las olas registradas tienen alturas (H_s) de 1-2 m y períodos de 4-7 s. El período de pico (T_p) medio es de 9.56 s y el período de la ola máxima (T_{hmax}) medio de 9.04 s. El oleaje tiene un componente direccional principalmente septentrional: el 5.31 % de las olas registradas provienen del NO, el 34 % del N y el 11.82 del NE. Las demás direcciones a penas están representadas (figura 15). Las olas con H_s más altas y T_m más largos proceden del NO y en menor medida del N. Las olas con valores de H_s comprendidos entre 3 y 4.5 m provienen preferentemente del NO (60 %) y del N (25 %), con un pequeño porcentaje de procedencia NE (entre un 0.8 y un 3 %). A partir de 5 m de H_s la componente direccional principal del oleaje pasa a ser N, cuya frecuencia aumenta progresivamente con la altura, hasta suponer más de un 80% de las olas de 7 m, la componente NE desaparece y la NO mantiene frecuencias entre el 47% y el 11 %. Las olas con H_s superior a 7 m proceden siempre del NO. La figura 16 muestra la distribución estacional de la altura de ola significativa espectral y del período de ola medio registrados en la boya de Gijón; los periodos medios espectrales más largos corresponden a las olas más altas y proceden principalmente del NO (un 78 % de las olas con periodos superiores a 7 s proceden del NO).

³ La boya Gijón I fue sustituida en 2001 por la boya Gijón II. Los datos escalares corresponden al periodo 2002-2010

**Boya de Gijón
2001-2010**

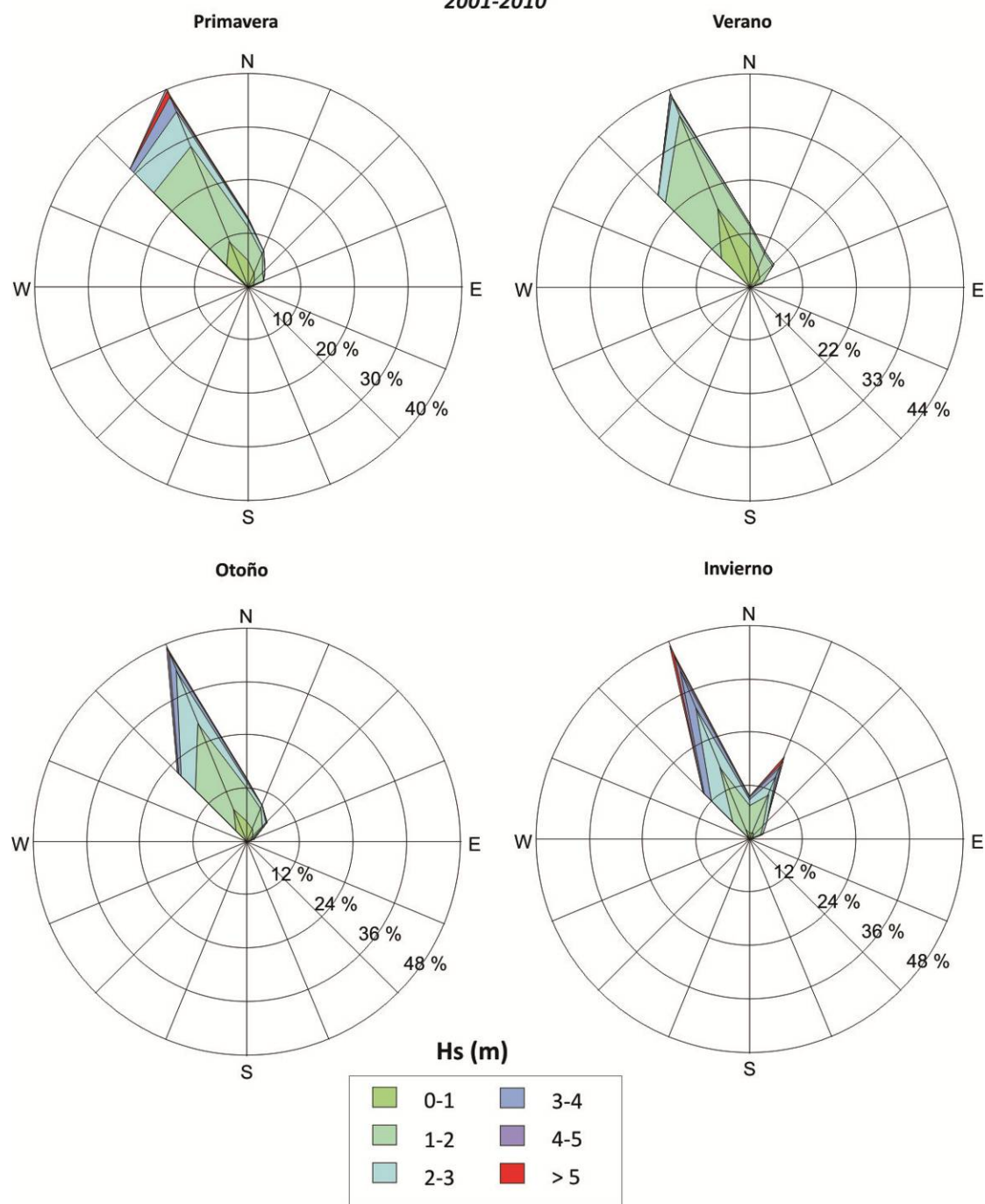


Figura 15. Rosas de oleaje estacionales obtenidas a partir de los datos de la Boya de Gijón (2001-2010).

Tabla 8. Tabla de contingencia de las frecuencias de Tm y Hs registrados en la boya de Gijón en el período 1994-2010

Tm (s) Hs (m)	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	% total de Hs
< 1	0.11	0.67	0.59	0.15	0.005	0.005								1.56
1	0.41	9.42	19.08	13.37	6.58	2.47	0.69	0.25	0.11	0.03	0.008	0.002		52.43
2		0.20	4.93	8.42	7.73	5.43	2.58	0.95	0.22	0.07	0.017	0.002		30.57
3			0.06	1.34	2.62	2.74	2.14	1.22	0.47	0.13	0.026	0.003		10.74
4				0.03	0.50	0.90	0.84	0.54	0.30	0.09	0.017	0.002	0.001	3.23
5					0.04	0.22	0.37	0.25	0.17	0.08	0.029	0.005	0.002	1.16
6						0.01	0.07	0.05	0.06	0.019	0.010	0.008		0.23
7							0.01	0.01	0.02	0.01	0.003	0.002		0.06
8								0.002	0.005	0.002				0.09
% total de Tm	0.52	10.3	24.67	23.31	17.48	11.79	6.71	3.28	1.35	0.43	0.11	0.022	0.002	100

Tabla 9. Valores anuales de Hs, Tm, Hmax y Thmax obtenidos de los datos registrados en la boya de Gijón (I y II) en el período 1994-2009

	Hs media	Hs máxima	Hmax media	Hmax máxima	Tm medio	Tm máximo	Thmax medio	Thmax máximo
1994	1.54	7	2.52	11.40	6.40	13.90	9.17	18.20
1995	1.63	6.20	2.65	10.60	6.29	14.60	9.13	23.30
1996	1.54	7.30	2.52	12.80	6.21	13.20	8.92	18.50
1997	1.54	7.10	2.52	11.50	6.37	13.40	9.17	18.90
1998	1.6	5.8	2.6	10.8	6.4	13.7	8.9	19.6
1999	1.7	6.1	2.8	10.8	6.4	14.8	9.5	22.0
2000	1.7	8.0	2.8	14.9	6.4	12.8	9.5	19.5
2001	1.5	6.8	2.4	11.2	6.0	11.3	9.1	19.4
2002	1.5	5.7	2.5	10.5	6.2	11.7	9.1	19.7
2003	1.5	7.6	2.5	13.4	6.3	14.1	9.1	23.3
2004	1.6	6.2	2.6	9.7	6.3	23.0	9.2	18.5
2005	1.5	7.8	2.4	13.3	6.1	12.8	8.8	19.5
2006	1.5	7.1	2.5	11.2	6.3	13.1	9.2	20.7
2007	1.6	7.7	2.7	13.5	6.3	19.6	9.2	20.1
2008	1.7	8.0	2.8	12.9	6.4	13.4	9.4	20.8
2009	1.6	7.2	2.7	12.7	6.4	18.3	9.3	21.1

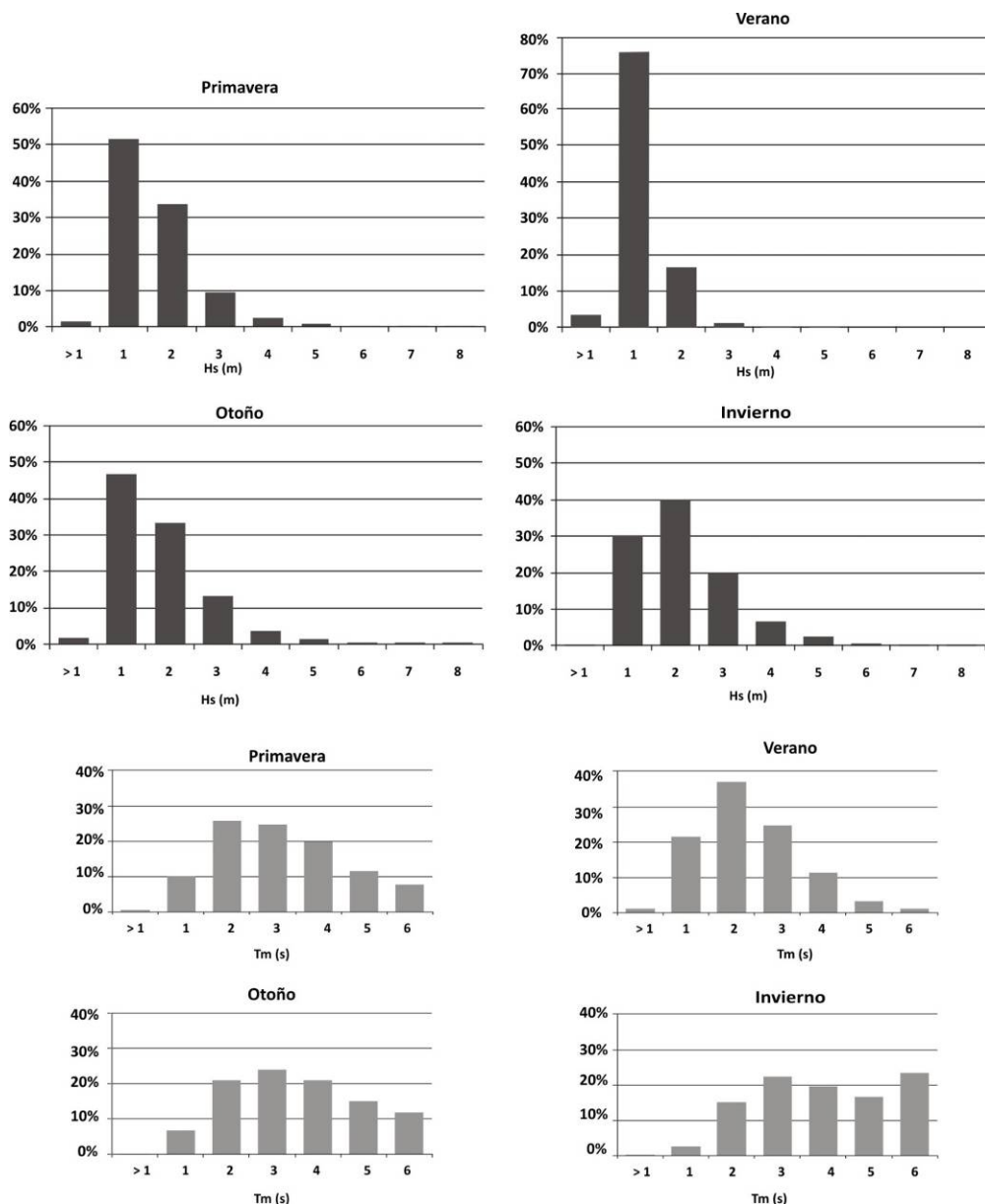


Figura 16. Gráficos estacionales de frecuencias (expresadas en porcentajes) de los valores de Hs y Tm del oleaje registrado en las boyas de Gijón (1996-2010)

1.1.3.2. Clima marítimo en el sector de estudio.

Los datos analizados permiten caracterizar el sector de estudio como parte de un tramo costero energético en el que se aprecia una clara estacionalidad en el comportamiento del oleaje. Durante los meses de invierno en las tres boyas analizadas dominan las condiciones de temporal relacionadas con el paso de borrascas atlánticas y condiciones de bajas presiones atmosféricas. En los tres casos, la dirección de procedencia del oleaje más frecuente es la NO; la componente O pierde importancia hacia el este, estando apenas representada en el registro de la boya de Gijón. Por el contrario, el oleaje de componente N aumenta hacia el oeste, siendo más frecuente en las boyas de Cabo de Peñas y Gijón que en la de Estaca de Bares. El registro de Estaca de Bares es el que presenta los

valores más altos de H_s , con una media de 2.39 m frente a los valores de 1.96 m y 1.59 correspondientes a Cabo de Peñas y Gijón respectivamente, y un valor máximo de H_s de 12.9 frente a los 8 m de Gijón. Al contrario, los periodos se hacen más largos de oeste a este; en Cabo de Peñas y Gijón los valores de T_m superan los 15 s, mientras en Estaca de Bares el valor máximo de T_m es de 12.3 s. La frecuencia de olas con valores de T_m superiores a 10 s es del 5.2 % en Gijón, 3.9 % en Cabo de peñas y solamente del 1.98 % en Estaca de Bares.

En la tabla 10 se puede observar como los porcentajes de los oleajes más energéticos descienden también desde Estaca de Bares hacia Gijón; por ejemplo, en Estaca de Bares un 8.78 % del oleaje coincide con un estado del mar de mar muy gruesa, frente a un 0.13 en Gijón.

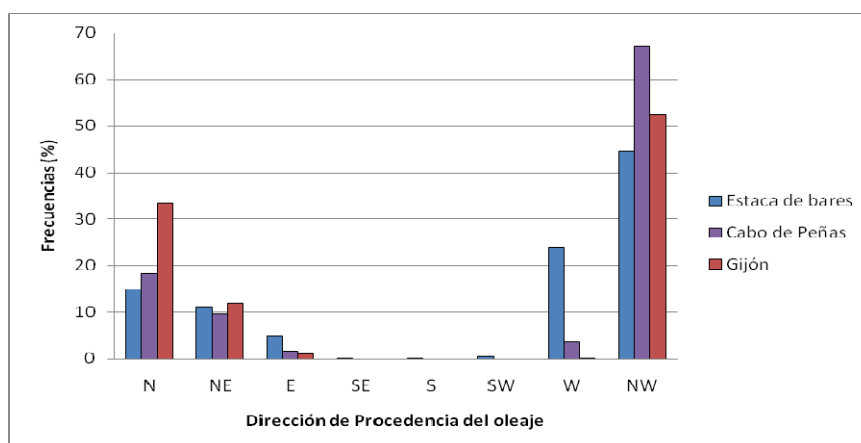


Figura 17. Gráfico de frecuencias de las direcciones del oleaje obtenidas en las boyas de la red de aguas profundas de Estaca de Bares, Cabo de Peñas y la boya de Gijón perteneciente a la red de aguas costeras.

En base a los datos de oleaje de las boyas analizadas podemos definir el sector de estudio como un sector costero de alta energía, tormentoso de latitudes medias. A pesar de que el ROM 0.3-91 (1992) ha fijado para el litoral N de Galicia (zona I) y el Cantábrico (Zona II) el umbral de tormenta para una ola de 3 m de H_s , los datos medios de las boyas analizadas, y sobre todo en el caso de la boya de Estaca de Bares, donde la altura significativa media del registro es de 2.39 m, sugieren que ese umbral debe estar un poco más alto, al menos entre 4.5 y 5 m.

Tabla 10. Porcentajes de oleajes energéticos en la costa cantábrica. Estados del mar de la escala Douglas

Estado del mar	H_s	Estaca de Bares (%)	Cabo de Peñas (%)	Gijón (%)
Marejada	de 0.5 a 1.25 m	14.72	27.26	38.35
Fuerte Marejada	de 1.25 a 2.5 m	50.04	45.91	11
Mar Gruesa	de 2.5 a 4 m	24.52	17.65	2.21
Mar Muy Gruesa	de 4 a 6 m	8.78	4.82	0.13
Mar Arbolada	de 6 a 9 m	1.70	0.66	0.27
Mar Montañosa	de 9 a 14 m.	0.10	0.02	0

CAPITULO 2

LAS PLATAFORMAS LITORALES DE PUNTA GALLÍN. MORFODINÁMICA ACTUAL

2.1. Revisión bibliográfica

Para llegar a una correcta interpretación de la dinámica de las plataformas rocosas, y por ende, de este tipo de ambientes en la costa cantábrica peninsular, hemos partido de una revisión bibliográfica profunda de la literatura existente. Para dar un trasfondo teórico a esta memoria, en esta revisión se destaca el estado actual del conocimiento de las plataformas litorales rocosas dentro del contexto de las costas rocosas. Generalizando, los trabajos sobre la geomorfología de las plataformas litorales pueden ser divididos en dos grandes temáticas de investigación, que a su vez están fuertemente interrelacionadas:

- i) Estudios de los efectos de un determinado proceso o factor en el desarrollo de las plataformas litorales y cuantificación de tasas de rebaje de las plataformas (*downweathering*);
- ii) Desarrollo de modelos evolutivos y/o genéticos de las plataformas litorales.

2.1.1. Cuestiones conceptuales: plataformas de abrasión, terrazas marinas, rasas y plataformas litorales.

Las plataformas litorales son formas erosivas de las costas rocosas cuya geometría (pendiente, rugosidad y elevación) se encuentra en función de un gran número de factores, incluyendo el tipo de roca y su estructura, el rango mareal, la energía del oleaje, la morfología de los acantilados y la existencia de playas (Trenhaile, 1987). Esta diversidad de factores es en gran parte responsable de la ambigüedad terminológica existente para referirse a estas formas costeras, que a su vez responde a las diferentes teorías que han intentado explicarlas. En la literatura científica en inglés se han utilizado un gran número de sinónimos: *rock bench*, *high-water rock platform*, *abrasion platform*, *marine bench*, *storm-wave platform*, *coastal platform*, *high-water rock ledges*, *wave ramp*, *wave-cut platform* o *abrasion platform* por citar solamente algunos (Sunamura, 1992; Stephenson, 2005), ambigüedad que puede detectarse mediante un simple análisis bibliográfico. Se han introducido las palabras *shore* y *platform* en los buscadores de *Science Direct* y *Springerlink* y se han seleccionado los trabajos publicados en las revistas *Geomorphology*, *Marine Geology*, *Earth Surface Processes and Landforms* y *Quaternary International* en la década 1990-2009 (Figura 18), así como en las publicaciones nacionales más destacadas (Cuaternario y Geomorfología, Trabajos de Geología). De los resultados se desprende que el término plataforma litoral es el más ampliamente utilizado, muy especialmente en aquellos trabajos de temática geomorfológica. El término plataforma de abrasión se utiliza muy escasamente, con excepción de las publicaciones de orientación cuaternarista, principalmente por no ser las plataformas litorales el objeto de estudio en sí, si no un elemento utilizado en estudios de reconstrucción paleoambiental.

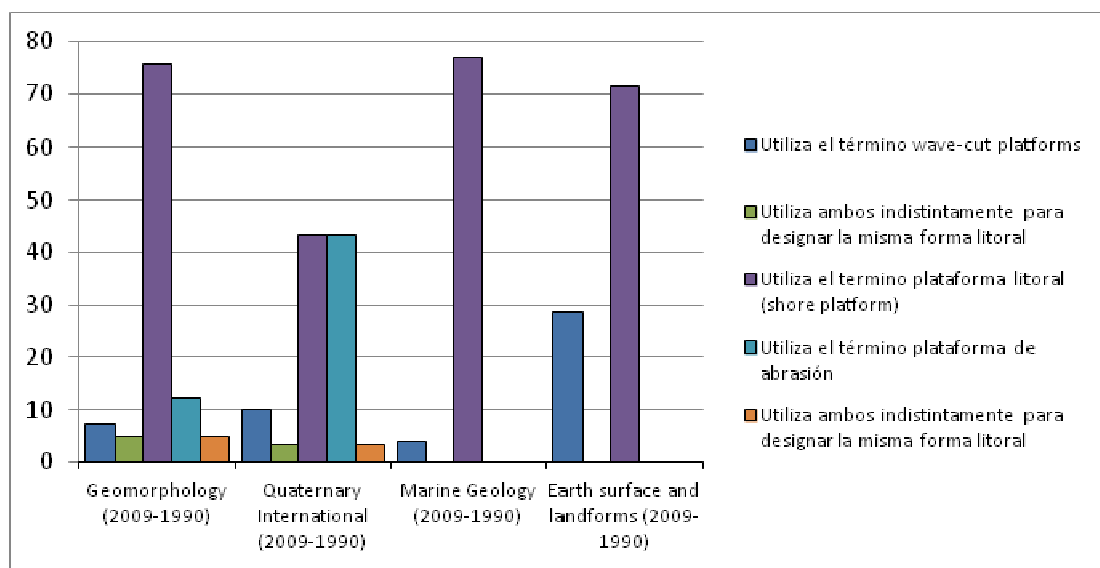


Figura 18. Frecuencia de uso en los trabajos consultados en los portales editoriales de Elsevier y Springer.

La mayoría de los artículos consultados pueden ser incluidos en dos bloques temáticos, (i) por un lado aquellos en los que se trata la génesis y evolución de las plataformas litorales así como los procesos que operan sobre ellas, y por otro, (ii) aquellos que a partir de la interpretación de niveles de terrazas marinas como antiguas plataformas litorales estudian las variaciones del nivel relativo del mar o procesos tectónicos. En el primer grupo temático el término más utilizado es “plataforma litoral” (*shore platform*), en ocasiones añadiendo términos descriptivos como “rocosas” u otros de carácter litológico como “carbonatadas”, “conglomeráticas” o “recifales”. Por el contrario, en el segundo grupo de trabajos, orientados a la reconstrucción de las líneas de costa, es frecuente utilizar indistintamente los términos plataformas de abrasión o plataformas litorales.

La extensión del término *shore platform* se debe en gran medida a que no incluye un sentido genético, dado que como señalaba Sunamura (1992) la variedad en la nomenclatura respondía a que los procesos y origen de este tipo de formas litorales rocosas no habían sido todavía totalmente dilucidados.

El término *rasa* suele utilizarse como sinónimo de terraza marina, e identifica una superficie de origen marino levantada por encima del nivel actual del mar. Generalmente define tanto superficies rocosas, como depósitos de materiales depositados por procesos litorales, como una combinación de ambos. Si consideramos que las rasas son asimilables a antiguas plataformas litorales levantadas, los procesos responsables de su modelado han serían los mismos que los que operan en las plataformas actuales.

2.1.2. Procesos y factores en el desarrollo de las plataformas litorales

Los procesos físicos y químicos que intervienen en la evolución de la superficie de la tierra operan en una gran variedad de escalas temporales y espaciales, a menudo difícilmente observables directamente en el campo. De igual forma, los procesos que operan en las plataformas litorales son complejos y su mayor o menor eficacia depende de diversos controles, fundamentalmente litológicos y climáticos. En los últimos diez años muchos

artículos se han centrado en determinar el papel relativo de los numerosos factores y procesos que intervienen en el modelado de las plataformas litorales, especialmente en lo que respecta a los procesos mecánicos versus los procesos de alteración (p. ej. Trenhaile, 1972, 1978; Sunamura, 1973, 1977; Bird y Dent, 1966; Stephenson y Kirk, 2000a, b; ver apartado 1.2.1 para más referencias al respecto). A partir de los datos obtenidos en campo, donde a diferencia de la experimentación de laboratorio, no existe la posibilidad de aislar los procesos, la discriminación de los procesos de erosión y alteración sobre sustratos rocosos no siempre es obvia (Goudie y Viles, 1999). Los procesos de alteración en las costas rocosas integran un conjunto de procesos físico-químicos derivados de mecanismos como la humectación-deseccación, el *stress* térmico, el papel de las sales o la disolución. La complejidad de cada uno de los procesos y de las interacciones entre ellos dificulta enormemente la posibilidad de determinar la contribución específica de cada uno de ellos en la evolución y origen de las costas rocosas, y a menudo, como ha señalado Viles (2004), simplemente puede intuirse que un estado de alteración se deriva de unas determinadas condiciones iniciales, pero sin conocer con exactitud, de modo instrumental, como se ha producido la alteración del sustrato.

Los procesos de erosión que operan en las plataformas litorales han recibido una menor atención con respecto a los procesos de alteración, esto puede deberse a (i) una aparente mayor sencillez a la hora de explicar estos procesos así como (ii) a las dificultades técnicas para reproducirlos en el laboratorio y para monitorizarlos en el campo. Por otro lado, suele considerarse que los índices de cambio debidos a procesos de erosión en costas rocosas son demasiado lentos para una monitorización efectiva (Trenhaile, 2002a). En las costas desarrolladas sobre sustratos resistentes, se interpreta que los cambios derivados de la erosión ocurren en escalas temporales largas y que por lo tanto, esos cambios, son difícilmente observables en una humana (Trenhaile, 2002a). Sin embargo, estudios recientes, como los llevados a cabo por la doctora Larissa Naylor en la costa de Glamorgan (Wales, UK) demuestran como durante un único evento de tormenta se pueden generar importantes volúmenes de sedimento como consecuencia de la dislocación de bloques previamente definidos por fracturas (Naylor, aportación personal).

La complejidad (superposición y alternancia) de los procesos que operan en las costas rocosas, implican que para emprender el estudio de su evolución y morfodinámica, sea preferible evitar un dicotomismo estanco entre los procesos de alteración y los procesos erosivos; este hecho dificulta la clasificación ordenada y conceptual de estos procesos. Bird (2007) los dividió en las siguientes categorías: *Shore abrasion, incluyendo los procesos mecánicos de* abrasión y arranques, *weathering, solution, bioerosion y frost shattering*. Gómez-Pujol (2006), prefiere distinguir entre la acción hidráulica, la acción mecánica, la acción físico-química, la acción biológica, la acción gravitatoria y los procesos subaéreos. En cualquier caso, no existe una manera completamente satisfactoria de clasificar los diferentes procesos que actúan en este complejo medio de interfase y el modelo definido por Sunamura (1983, Figura 19) sigue siendo el más utilizado. Este autor concreta los factores que intervienen en una componente erosiva (Fuerza del oleaje, F_w) y una componente de resistencia (Fuerza de resistencia, F_r). Según el balance final entre ambos componentes, una costa rocosa seguirá pautas erosivas, que se concretan en el retroceso del acantilado y/o

plataforma litoral cuando $F_w > F_r$. Aunque el esquema desarrollado por Sunamura (1992) es muy explicativo, en la última década, las investigaciones sobre los procesos que intervienen en las costas rocosas ponen de manifiesto la existencia de interrelaciones mucho más complejas tanto entre los factores erosivos y el componente estructural como entre los diferentes aspectos de cada uno. Por otro lado, este esquema no considera las escalas de actuación espacio-temporales de los diferentes procesos ni tampoco incluye el papel de las herencias como factor determinante de la Fuerza de Resistencia (F_r).

Para sintetizar los factores de la evolución de las costas rocosas, y haciendo referencia a las sinergias que se dan entre ellos, en esta memoria se han explicado a través de las siguientes categorías: (i) procesos mecánicos originados por factores marinos (olas y marea) (ii) procesos de alteración físico-química originados por factores marinos, es decir los que ocurren vinculados principalmente a los ciclos de inundación y desecación.

A estos procesos de origen estrictamente marino, deben añadirse los que podemos denominar como procesos subaéreos o continentales. La importancia de estos procesos en las costas rocosas actuales se restringe a los sectores intermareales y supramareales de las mismas, y entre ellos destacan por un lado los procesos de disolución relacionados con el agua dulce, que pueden afectar a los sectores intermareales de las plataformas durante los periodos de marea baja o bien en el sector supramareal por la acumulación bajo perfiles de suelo o sedimento o en pequeñas marmitas o depresiones y por otro aquellos procesos relacionados con la dinámica erosiva de los acantilados. Los movimientos en masa, o gravitacionales pueden causar erosión en la plataforma al caer o deslizarse sobre ella, pero también, los sedimentos generados pueden ejercer un papel protector del sustrato o bien aumentar la disipación de la energía en la base del acantilado.

2.1.2.1. Procesos de alteración físico-química.

La alteración o meteorización, definida como la desagregación y descomposición de la roca in situ en el rango de los ambientes de temperaturas encontrados en la superficie terrestre (Winkler, 1965), implica normalmente la reducción de la resistencia de la roca y el incremento de su deformabilidad (Arikan *et al.* 2007), lo que supone que la roca será más fácilmente erosionable o bien que los productos de la alteración puedan ser lavados y transportados. Los procesos involucrados en la generación de las capas de alteración están siempre presentes en los paisajes estudiados en geomorfología a través de su relación con otras variables, como el clima, la cobertura biológica, el tiempo de exposición, las diferencias mineralógicas de la roca, etc, tratando de analizar la evolución del paisaje por medio de las tasas de alteración, la datación de superficies y su papel relativo en la génesis de formas (Ehlen, 2005). En última instancia, el estudio geomorfológico de los procesos de alteración y sus tasas, en relación a otros factores puede constituir un indicador de la dinámica ambiental y geomorfológica de un determinado sistema natural. De hecho, la propia ausencia de alteración es indicativa de una dinámica concreta y de un momento en la escala del tiempo geológico.

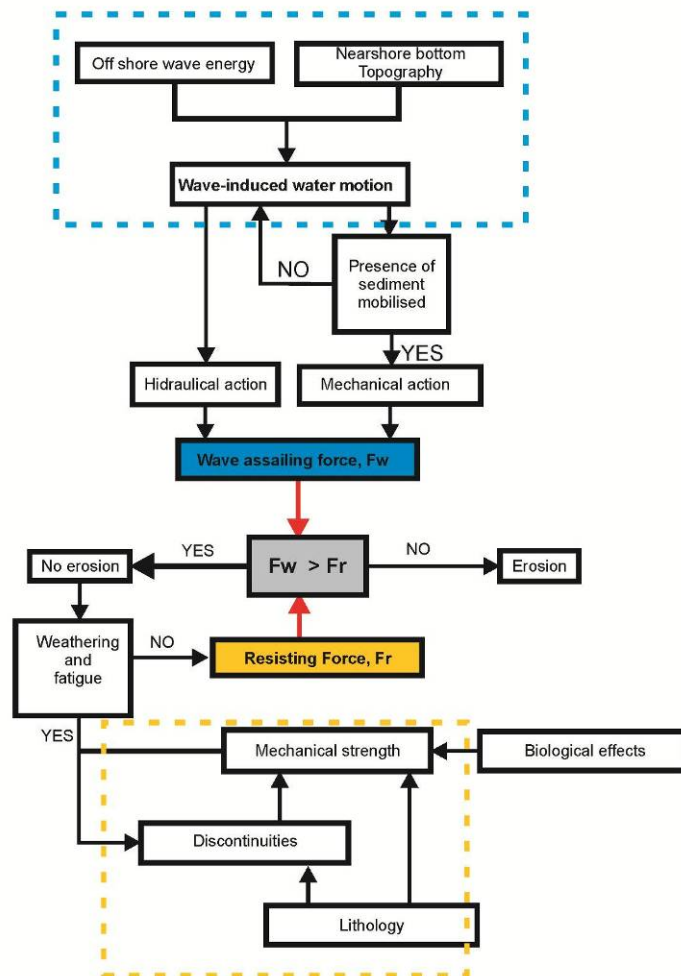


Figura 19. Modelo conceptual de las interrelaciones que existen entre los factores que intervienen en la erosión de las costas rocosas desarrollado por Sunamura (1983). El esquema parte del oleaje (la línea azul enmarca los procesos relacionados con el mismo) que el autor identifica como el factor dinámico fundamental. La línea amarilla agrupa los controles geológicos.

Los factores principales que intervienen en los procesos de alteración pueden clasificarse en internos, relacionados con la petrografía y la composición química de la roca y externos, relacionados con el ambiente en el que tiene lugar la alteración. Dentro de los factores internos los de carácter textural como la porosidad y el tamaño de grano, así como la existencia de esquistosidad o pizarrosidad o la diaclasación juegan un papel muy importante en la penetración del agua. La presencia de este tipo de discontinuidades da lugar además a planos de debilidad mecánica a favor de las cuales se produce la destrucción de la roca. En cuanto a la composición química de la roca, el factor principal son las propiedades de los minerales constituyentes y las reacciones químicas que se produzcan.

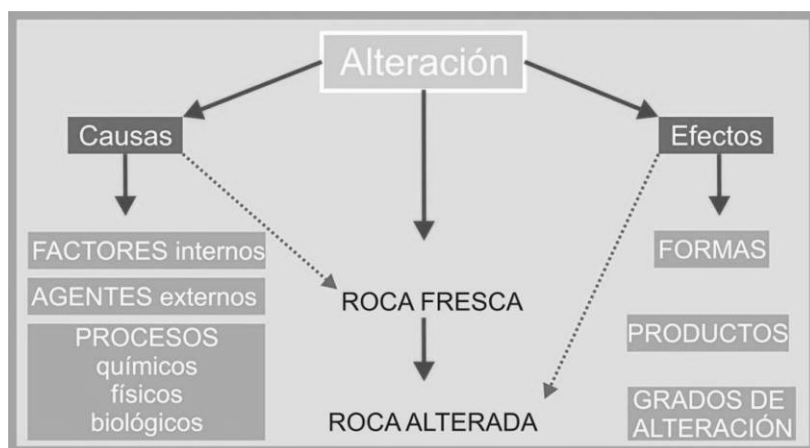


Figura 20. Diagrama de causas y efectos de la alteración

Los factores externos más importantes son los dependientes del clima, en especial temperatura y precipitación. En ambientes continentales estos parámetros juegan un papel primordial y determinan en gran medida el papel de la actividad biológica. Pero en el caso de las costas rocosas su importancia se ve modulada por la oscilación mareal, que es también uno de los más importantes factores en la cobertura biológica. La oscilación mareal desencadena o regula un conjunto de procesos vinculados a mecanismos de humectación-desección que actúa espacial y temporalmente con diferente intensidad.

Tabla 11. Características petrográficas principales de las rocas

MACROSCÓPICAS	COMPOSICION		MICROSCÓPICAS
Aspecto general	Granos / Cristales		Tipo de textura
Color	Fase de Unión	Matriz	Tamaño granos/cristales
		Cemento	Forma granos/cristales
Compacidad	Otros componentes		Fase unión. Bordes cristales
Coherencia	Espacios vacíos	Poros	Tamaño y forma de vacíos
		fisuras	Orientación y distribución
Homogeneidad			Discontinuidades
Estructuras			Alteración
Alteración			Otras características
Otras características			

En función de los factores esbozados podemos distinguir dos tipos básicos de alteración o meteorización: física y química. A continuación se definen, dentro de estas tipologías los principales procesos de alteración que afectan a las costas rocosas y a las plataformas litorales en particular.

2.1.2.1.1. Procesos de alteración física en costas rocosas.

En las plataformas litorales los procesos de alteración física, es decir aquellos que no suponen cambios en el quimismo de la roca, se vinculan esencialmente a la oscilación mareal que es la que en consecuencia determina su frecuencia y extensión. Tanto la investigación en campo como la experimentación de laboratorio han probado la existencia de una relación espacial entre la elevación mareal y la eficacia de los procesos de alteración. Stephenson y Kirk (2000b) sugieren que la mayor eficacia de la alteración mareal se produce en el rango de mareas muertas, donde la frecuencia de ciclos de inundación/desección es

mayor, mientras que los resultados de la experimentación en laboratorio (Kanyaya and Trenhaile, 2005; Trenhaile, 2006) apuntan a que la alteración ha de ser más efectiva entre las cotas de media marea y la media de las mareas altas en relación al mayor tiempo de secado (Figura 21).

La meteorización por sales o haloclastia es uno de los procesos más característicos y recurrentes de las costas rocosas (Goudie y Viles, 1997), mediante el cual se produce la cristalización de sales en poros o grietas de la roca, actuando como cuñas y ejerciendo una tensión en la roca que conduce a su desagregación. La temperatura, la humedad, la duración de los ciclos mareales y la porosidad de la roca son las variables fundamentales del proceso (Goudie, 1994; 2000), ya que de ellos depende el crecimiento de los cristales de sal y por consiguiente la presión interna que ejerzan. El proceso se extiende a la zona supramareal afectada por el *spray* marino, y algunos autores han destacado que juega un papel clave en el desarrollo de formas alveolares y taffonis (Young 1987; Matsukura y Matsuoka 1991; Mottershead y Pye, 1994; Turkington y Phillips 2004), desescamación (Smith y McGreevy, 1983), desagregación de la roca (Goudie y Watson, 1994). Sin embargo, los mecanismos concretos de la meteorización por sales no han sido completamente explicados, dada la dificultad de aislar el papel de la cristalización de los mecanismos desencadenados por la humectación-dsecación o el estrés térmico. A ello se añade la complejidad química del agua de mar, ya que se ha comprobado que la presencia de distintos iones salinos genera patrones de meteorización diferentes (Rivas et al., 2003).

En climas fríos, los procesos de congelación/descongelación (freeze and thawing) también juegan un papel destacado en los procesos de meteorización vinculados a los mecanismos de inundación y exhumación en las superficies intermareales. Existe un cierto desacuerdo en la literatura científica en cuanto a la importancia relativa que tienen la disponibilidad y fuentes de humedad, el tipo de roca y la magnitud y frecuencia de los ciclos de congelación en la rotura mecánica del substrato rocoso por acción del hielo (McGreevy, 1981; Thorn, 1979). Aunque la operatividad de este proceso se suele restringir a latitudes altas, bajo condiciones extremas puede generarse también en áreas templadas (Robinson y Jerwood, 1987). La experimentación de laboratorio sugiere que la efectividad de los procesos de hielo-deshielo, se encuentra en función de la acción combinada del hielo, la porosidad de la roca y la acción de las sales del agua del mar, si bien el papel de éstas últimas no ha sido aclarado (Goudie, 1974; Williams y Robinson, 1981; 1986).

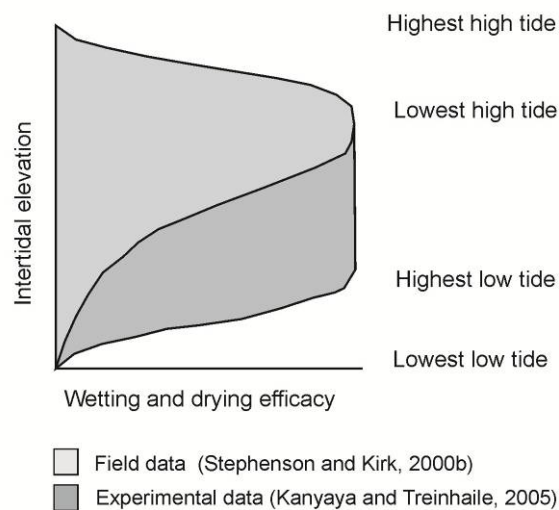


Figura 21. Relación entre la efectividad de los procesos de humectación-dsecación y la elevación mareal sobre las plataformas litorales.

2.1.2.1.2. Procesos de alteración química en las costas rocosas.

A diferencia de los procesos de meteorización física, la alteración química implica cambios en la mineralogía de la roca. En los principales procesos de alteración química la presencia de agua es un factor de primer orden, que regula y activa estos procesos. El agua es una solución compleja que se carga de elementos de diversas procedencias que la convierten en un disolvente agresivo. Dado el elevado número de elementos químicos que pueden encontrarse en el agua, las posibles reacciones químicas que pueden ocurrir en la roca son innumerables. Sin embargo, al ser los elementos cuantitativamente más abundantes en el agua el dióxido de carbono y el oxígeno, éstos son los principales actores de este tipo de alteración, y con ellos se relacionan los principales procesos de alteración química de las rocas.

La hidratación supone el enlace de los iones de los minerales con las moléculas de agua, dando lugar a la formación de nuevos minerales. La disolución implica la disolución de un sólido por el agua y es especialmente importante en sales muy solubles como cloruros, nitratos, o en minerales carbonatados. La hidrólisis, el mecanismo más importante en la alteración química, destruye los silicatos y los aluminosilicatos, que son los minerales más abundantes en la corteza terrestre. La hidrólisis es la responsable de la rotura en la estructura de algunos minerales por la acción de los iones de H^+ y OH^- de agua, fundamentalmente en la meteorización del feldespato que se transforma en arcillas. El elemento más afectado por este proceso es el hierro y los elementos ferromagnesianos de las rocas endógenas.

En el marco de las costas rocosas, sin embargo, existen muy pocos trabajos que analicen o intenten caracterizar instrumentalmente los procesos químicos de alteración, debido en parte a la complejidad de la química del agua de mar y a la dificultad de reproducir las condiciones en el laboratorio y de aislar los procesos en el campo. En este

aspecto se ha prestado una especial atención al papel de la actividad biológica (p. ej. Domínguez-Villar et al., 2006), incluso en el caso de los procesos de desarrollo de formas de karstificación en costas calcáreas (Gómez-Pujol, 2006). Recientemente y ante los posibles cambios en el pH del agua del mar por procesos de acidificación oceánica (Scott et al., 2007) se abren nuevos campos de trabajo para estimar la respuesta de los diferentes tipos de roca ante los diferentes escenarios de acidificación.

2.1.2.2. Procesos de erosión.

La erosión en las plataformas litorales ocurre en una gran variedad de escalas, desde la movilización de partículas de tamaño arena o inferiores hasta los arranques o dislocación de grandes bloques. En las plataformas litorales rocosas, los procesos de erosión que tienen un papel más destacado son la abrasión y los arranques (*quarrying*), ambos relacionados con la acción del oleaje. Mientras la abrasión es un proceso condicionado a la existencia de material abrasivo movilizable, en los procesos de arranque el principal papel corresponde a la acción hidráulica.

Las presiones hidráulicas generadas por el oleaje incluyen la presión hidrostática, que aumenta con la profundidad en la columna de agua, y las presiones dinámicas relacionadas con el ascenso y descenso del agua causado por la rompiente. La zona sometida a alternancias de presión dinámica se sitúa por lo tanto en torno al nivel libre del agua (*still water level*), y es la que está sometida a esfuerzos de carga que puede contribuir al debilitamiento de la roca (Trenhaile, 1987). La acción continua de las olas sobre el substrato se conoce como impacto del agua o *water Hammer* e incluye procesos de compresión de aire sobre líneas de debilidad así como los efectos de la presión e impacto físico del agua contra la superficie rocosa. La acción de las fuerzas hidráulicas sobre la plataforma es compleja y varía en función de la topografía de la plataforma y la posición y tipo de rompiente. Las fuerzas de impacto (*shock pressure* y *water Hammer*) dependen del modo de rompiente de las olas sobre la plataforma. Dado que la posición de la rompiente viene determinada por la relación entre la altura de ola y la profundidad del agua, sólo durante las mareas altas la columna de agua es suficientemente profunda para permitir que las olas rompan sobre la plataforma, por lo que a menudo estas presiones quedan restringidas al borde externo de las plataformas. Este ha sido uno de los argumentos clásicos para defender la mayor importancia de los procesos de alteración en el desarrollo de las plataformas litorales (Stephenson y Kirk, 2000b).

Los arranques (*quarrying*) se producen por la acción mecánica de las olas; es decir, por el impacto y las tensiones que ejercen las olas al romper sobre la plataforma. En la eficacia de este proceso es determinante la existencia de un patrón previo de líneas de debilidad, fracturas o planos de diaclasación en el substrato que favorezcan la acción mecánica del oleaje.

La abrasión, en el contexto de la geomorfología litoral, es la erosión de una superficie rocosa por la acción del movimiento de partículas de sedimento causado por el oleaje (Sunamura, 1992; Trenhaile, 1987; 1997). El movimiento, producido por rodamiento, fricción o saltación, puede darse potencialmente desde la línea de rompiente hasta el

máximo nivel alcanzado por el *run-up* del oleaje, mientras exista sedimento movilizable. Sin embargo, aunque la abrasión no presenta una relación directa con las cotas mareales, su eficacia tiende a decrecer rápidamente en profundidad, fuera de la zona *foreshore* (Robinson, 1977a, b; Trenhaile, 1987; 1997). La efectividad real de la abrasión, depende principalmente de (i) la energía del oleaje, (ii) el tamaño del sedimento y (iii) el espesor de la playa o acumulación de sedimento. Para una potencia de sedimento determinada y para un tamaño de sedimento uniforme, el espesor de la capa de partículas movilizadas por el oleaje depende de la energía con la que llega el oleaje. Es habitual que bajo la capa de sedimento no se produzca abrasión alguna, salvo que se incremente lo suficiente la energía de las olas. Pero si el incremento es excesivo, muchas partículas dejarán de moverse por fricción o rodamiento y pasarán a suspensión, con lo que se reduce el contacto con el substrato (Figura 22).

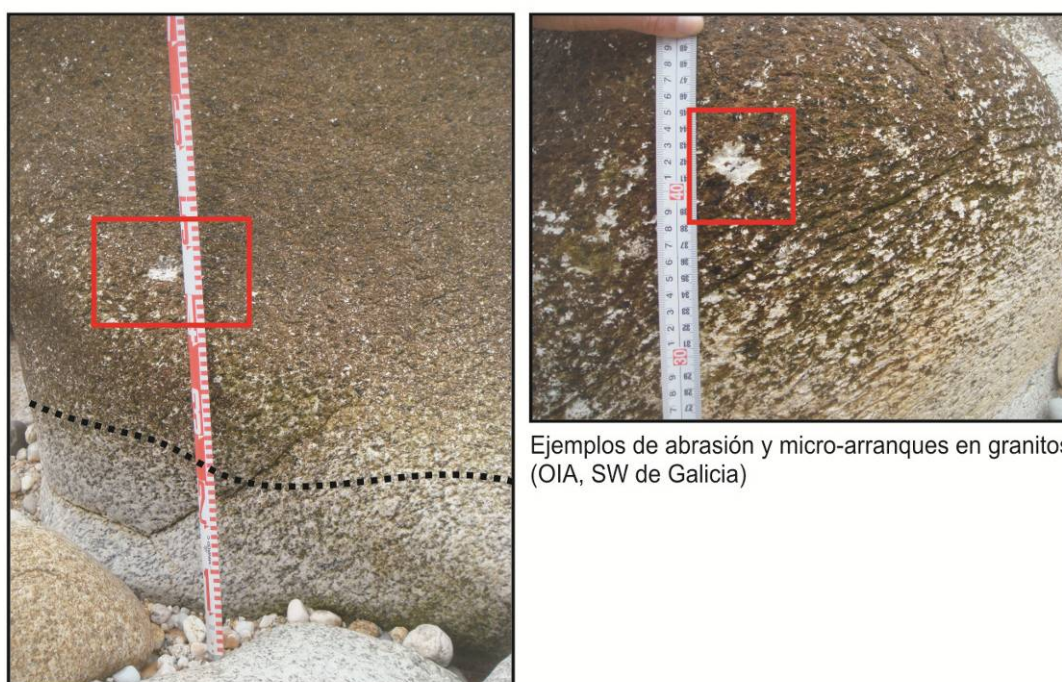


Figura 22. Ejemplos de procesos de abrasión y micro-arranques en granitos de grano medio-grueso (OIA, SW de Galicia).

Generalmente las zonas sometidas a abrasión corresponden a franjas en el borde de playas, independientemente del tamaño del sedimento, a las zonas de contacto entre el sedimento y los acantilados, o bien localizadas en emplazamientos controlados estructuralmente como escarpes rocosos o en marmitas de cavitación. Un factor de gran importancia, especialmente en lo que respecta al papel genético de la abrasión en las plataformas litorales, son las variaciones espaciales y temporales de los factores antes citados (energía del oleaje, disponibilidad de sedimento y espesor de la acumulación) durante la formación de las plataformas; y especialmente importantes pueden ser los cambios morfodinámicos acontecidos durante la transgresión Holocena (Blanco Chao et al., 2006b; 2007).

Durante las últimas 3 décadas han sido numerosas las investigaciones que se han centrado en cálculo de las tasas de erosión en las costas rocosas. En estos trabajos ha sido determinante la utilización del Micro-erosiómetro (MEN) y su variante transversa (TMEM) (Tabla 12). Estos dispositivos han permitido obtener medidas de las tasas de rebaje (*donweathering*) en las plataformas (p. ej. High y Hanna, 1970; Stephenson, 1997b; Trudgill et al., 1981; Andrade et al., 2002; Kanyaya y Treinhaile, 2005; Blanco Chao et al., 2007), sobre todo de plataformas desarrolladas sobre materiales calcáreos, como muestra la Figura 23, elaborado a partir del trabajo de Stephenson y Finlayson (2009). A pesar de la importancia que el microerosiómetro ha tenido para el avance del conocimiento de la morfodinámica de las costas rocosas, es cierto que presenta ciertas limitaciones. En ocasiones resulta difícil distinguir cuales son los procesos exactos que se están midiendo y cuál de ellos tiene un mayor peso en el rebaje de la plataforma. El estudio de Gómez-Pujol et al (2007), introdujo un nuevo factor de variabilidad de los datos obtenidos con el TMEM, al identificar cambios diarios en la superficie de la roca de hasta 0.216 mm que fueron relacionadas con la actividad de los líquenes. Por otro lado, varios autores han descrito procesos de *swelling* mediante el uso del microerosiómetro (Kirk, 1977; Mottershead, 1989; Taylor, 2002; Foote et al., 2006; Swantesson et al 2006; Treinhaile et al, 2006; Stephenson and Kirk, 2001). Por *swelling* entendemos el fenómeno de expansión de la superficie de la roca en varias escalas temporales que van de horas a meses y años (Stephenson, 2009). Un problema importante a la hora de investigar el *swelling* y contracción es que no es posible determinar si hablamos de contracción, como un estadio previo a una nueva expansión, o de erosión (Stephenson, 2009). Otra limitación del microerosiómetro es que los datos de erosión o rebaje obtenidos con el mismo corresponden a un área muy pequeña de las plataformas estudiadas, por lo que parte de las variaciones espaciales de los mismos no se identificarían.

Hasta el momento, los esfuerzos realizados para cuantificar las tasas de erosión en las plataformas se han concretado de modo mayoritario en trabajos a escala detalle (mm-cm). El esfuerzo realizado para la cuantificación de la erosión generada por procesos a meso-escala (cm-m) como los arranques (*quarrying, detachments*) han sido mucho menores. Esto puede explicarse por la relativa simplicidad de uso del microerosiómetro frente a la dificultad para medir y monitorizar los procesos erosivos como la abrasión y los arranques. En la última década ha habido avances en el estudio de los controles geológicos (p. ej. Naylor y Stephenson, 2010; Stephenson y Naylor, 2011) y el papel de los eventos de alta energía en la producción de bloques por arranques (p.ej. Nott, 2003a), sin embargo, los artículos que ofrecen tasas de erosión relacionados con este proceso se restringen al trabajo de Dornbusch et al. (2010). Esta carencia de información acerca de los volúmenes sedimentarios generados por los procesos erosivos a mesoescala en las plataformas rocosas en contraposición a la disponibilidad de datos obtenidos con el microerosiómetro, es en parte responsable de la negación de la importancia de los procesos erosivos en algunas plataformas estudiadas (p. ej. Stephenson y Kirk, 1998).

Tabla 12. Tasas de erosión en plataformas litorales (modificada de Stephenson y Finlayson, 2009)

Autores	Período de medida (años)	Erosión anual media (mm aa ⁻¹)	Litología	Localización
Stephenson et al. (in press) (TMEM)	10	0.9	Calizas y lutitas intermareales	Kaikoura, Nueva Zelanda
Stephenson et al. (in press) (MEM)	30	1.09	Calizas y lutitas intermareales	Kaikoura, Nueva Zelanda
Porter y Trenhaile (2007) (TMEM)	10 días	0.94	Areniscas	Burntcoat Head Scots Bay Mont Louis, Este de Canadá,
		0.2	Basalto	
		0.1	Argilita	
	40 días	0.020-1.320	Las tres anteriores	Laboratorio
Blanco Chao et al. (2007) (MEM)	1	0.130-1.800	Granito	Costa Atlántica de Galicia, España
Cucchi et al. (2006) (MEM)	1.5	0.090-0.400	Caliza	Istria, Golfo de Trieste
Foote et al. (2006) (MEM)	3	3.65	Yeso	Channel Coast UK & France
Swantesson et al. (2006a) (MEM)	3	0.004	Granito, gneiss, dolerita	Suecia
Swantesson et al. (2006a) (MEM)	3	0.09	Caliza	Mallorca, Islas Baleares, España
Trenhaile et al. (2006) (TMEM)	1 - 3	Up to 2.83	Arenisca	Burntcoat Head Scots Bay Mont Louis Eastern Canada Laboratory
		0.06-1.42	Basalto	
		0.01-1.57	Argilita	
Kanyaya y Trenhaile (2005) (TMEM)	1	0.020-1.790	Arenisca	Burntcoat Head Scots, Bay Mont Louis, Este de Canada
		0.370-1.420	Basalto	
		0.019-0.390	Argilita	
Stephenson y Thornton (2005) (TMEM)	3.4	0.3	Grauvaca	Otway Coast Victoria Australia
Taylor (2003) (TMEM)	2.55	1.19	Calizas intermareales	Kaikoura, Nueva Zelanda
	2.55	1.41	Lutitas intermareales	Kaikoura, Nueva Zelanda
	2.47	0.29	Basalto intermareal	Akaroa Peninsula
	2.36	0.78	Grauvaca intermareal	Kaikoura, Nueva Zelanda
	3.2	9.13	Lutitas	L. Waikaremoana, Nueva Zelanda
Andrade et al. (2002) (MEM)	2	0.200-2.800	Esquisto	Portugal
		0.200-3.400	Grauvaca	
		0.400-1.000	Caliza	
		2.000-4.000	Marga	
Neves et al. (2001) TMEM	0.25	0.153	Caliza intermareal	Portugal
Stephenson y Kirk (1998) (TMEM)	2.2	1.13	Calizas y lutitas intermareales	Kaikoura, Nueva Zelanda
Davidson-Arnott and Ollerhead (1995) (MEM)	0.334	50.0-60.0	Till glacial submarino	Lago Ontario
Mottershead (1989) (MEM)	7	0.625	Esquistos verdes supramareales	Start-Prawle, Devon, U.K.
Davidson-Arnott (1986)	4	11 -35	Till glacial submarino	Lake Ontario
Shakesby y Walsh (1986) (MEM)	1	0.033	Calizas intermareales	Oxwich Point, Gower, South Wales
		0.135	Calizas en la zona de Spray	
		0.02	Calizas en acantilado	
Ellis, 1981 y Ellis, 1986 (MEM)	3	1 - 10	Yeso intermareal	Sussex, U.K.
Spencer, 1985a y Spencer, 1985b (TMEM)	1.25	0.090-1.770	Caliza intermareal (plataforma de reef de coral)	Grand Cayman Islands West Indies
Viles y Trudgill (1984) (MEM)	11	1.97	Caliza intermareal (plataforma de reef de coral)	Aldabra Atoll Océano Índico
Gill y Lang (1983) (MEM)	2	0.37	Grauvaca intermareal	Otway Coast, Victoria, Australia
Spencer (1985b) (TMEM)	0.66	0.88	Caliza intermareal	Grand Cayman Islands West Indies
		1.12	Caliza submareal	
Spencer (1981) (TMEM)	1.25	0.38	Caliza intermareal (plataforma de reef de coral)	Grand Cayman Islands West Indies
Torunski (1979) (MEM)	1	0.571	Inter-tidal limestone	Northern Adriatic
Kirk (1977) (MEM)	2	1.53	Calizas y lutitas intermareales	Kaikoura, Nueva Zelanda
Robinson, 1977a) y Robinson, 1977b (MEM)	1	0.000-0.900	Esquistos intermareales	Yorkshire U.K.
Trudgill 1976a y Trudgill, 1976b (MEM)	2	1.010-1.250	Caliza intermareal (plataforma de reef de coral)	Aldabra Atoll Océano Índico

Antes de finalizar este apartado cabe mencionar que a los procesos erosivos y de alteración mencionados pueden añadirse aquellos no directamente relacionados con el mar y que pueden jugar un papel importante en el desarrollo de las plataformas litorales. Entre estos procesos que denominamos subaéreos, por oposición a aquellos relacionados con la columna de agua marina, pueden destacarse por un lado, (i) aquellos relacionados con la dinámica erosiva de los acantilados. Los movimientos en masa, o gravitacionales pueden causar erosión en la plataforma al caer o deslizarse sobre ella, pero también, los sedimentos generados pueden ejercer un papel protector del sustrato o bien aumentar la disipación de la energía en la base del acantilado. (ii) Por otro lado, en los sectores supramareales de la plataforma y en los intermareales durante los momentos de marea baja están sometidos a procesos de alteración relacionados con la presencia de agua dulce como la disolución o la oxidación.

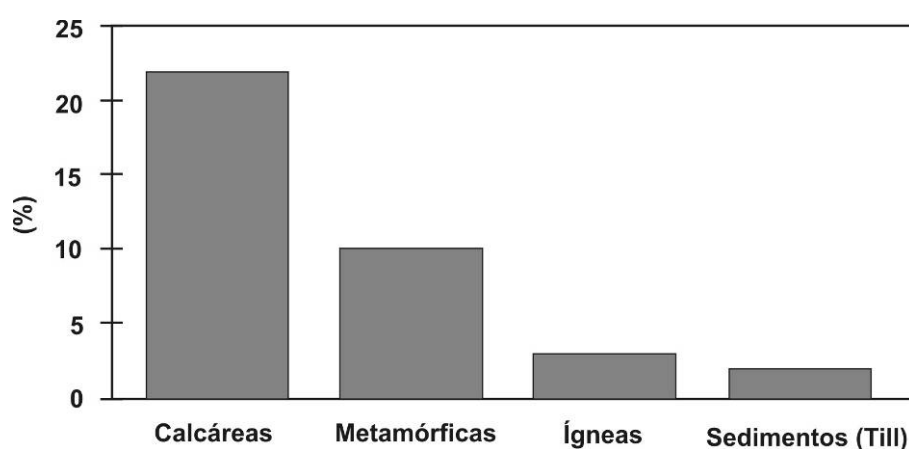


Figura 23. Proporción de los estudios realizados en plataformas litorales con el microerosiómetro por tipo de roca. Elaborado a partir de Stephenson y Finlayson (2009).

2.1.2.3. El factor biológico.

Muchos investigadores se han interesado en el papel que juegan los organismos en la alteración de la roca así como en la estimación del papel erosivo de las comunidades biológicas que tienen su ecosistema en las costas rocosas (Naylor, 2002). Los estudios de los procesos biológicos como agentes geomorfológicos en el desarrollo de las costas rocosas se han centrado sobre todo en sustratos carbonatados, ya que los procesos biológicos son normalmente más activos en rocas calcáreas (Viles y Spenser, 2002; Spencer, 1988; Pujol, 2000; Spencer y Viles, 2002), en las que se asume que los procesos bioerosivos tienen un papel significativo en el desarrollo de formas costeras. Naylor (2002) ha destacado las diferencias entre el papel erosivo, constructivo y de protección que ejercen estas comunidades. Con el término bioerosión se hace referencia, normalmente, a muchos tipos y escalas de procesos que implican la alteración o erosión de los sustratos rocosos por agentes orgánicos. En este sentido, la acción de algunos organismos que actúan perforando la roca (gusanos, hifas, ramoneadores...) puede favorecer la alteración de la misma al

preconfigurar líneas de debilidad; varios autores han sugerido que los *biofilms*⁴ pueden jugar un papel en los procesos de endurecimiento (case hardening) y tener por lo tanto un papel destacado en la formación de determinadas formas de alteración. Young (1987), sugirió que la cobertura de algas superficiales ayuda en el desarrollo de procesos de endurecimiento, y Mustoe (1982) destacó que los micro-organismos podrían tener un papel importante en el desarrollo de las superficies endurecidas que aparecen entre formas alveolares. Viles y Goudie (2004), en un trabajo sobre el papel de los biofilms en los procesos de endurecimiento de areniscas defienden que, si bien los biofilms podrían ayudar en el proceso, no son una condición imprescindible para asegurar la operatividad del mismo.

Las bioconstrucciones son depósitos sedimentarios, acreciones y aglomeraciones de origen biogénico (originados por microorganismos, algas, hongos, fauna y algunas plantas). Por otro lado, la bioprotección, puede ser ampliamente definida como el rol que ejercen directa o indirectamente los organismos en la prevención de otros procesos. Por ejemplo, se ha sugerido que el alga coralina puede proteger la roca del intermareal de los procesos de alteración y erosión (Trudgil, 1985).

Los estudios de la biología de las costas rocosas y las interacciones complejas entre roca y organismos todavía necesitan ser revisitados, y las investigaciones que se centran en la evolución de las costas rocosas deben prestar más atención a este factor, no solo como indicador de la dinámica y procesos de estas costas, sino como parte importante de esa dinámica.

2.1.3. Controles en el desarrollo de las plataformas litorales.

La litología (junto con el clima, rango mareal, y clima marítimo) es un factor clave en la intensidad, escala y naturaleza de los procesos químicos, físicos, biológicos y erosivos que operan en las costas rocosas. La intensidad de los mecanismos que operan en las costas rocosas está controlada principalmente por la energía que entra en el sistema (olas y mareas) y por la resistencia que opone el sustrato (litología). La litología se concreta en las propiedades de la roca (petrología) y la estructura (lo que en inglés se conoce como *rock mass* y que hace referencia sobre todo a los patrones de fracturación). Los controles climáticos y morfogenéticos a gran escala son las mareas y el oleaje que a su vez están determinados por forzamientos astronómicos y climáticos complejos. El rango mareal es un factor fundamental en la extensión y gradiente de las plataformas, mientras el oleaje, en relación con la resistencia del sustrato rocoso determina la intensidad de los procesos de erosión. Por su parte, el clima, en sus variables temperatura y humedad, puede ser determinante en la operatividad de los procesos erosión, como por ejemplo en los procesos de hielo-deshielo que afectan a las plataformas de regiones frías o bien potenciar los procesos de humectación-deseccación añadiendo el factor del estrés térmico en zonas donde se alcanzan temperaturas elevadas. El clima es también importante en los procesos de bioerosión. Fisher (1983) sugirió que los procesos de bioerosión en las latitudes bajas ocurren en un rango de rocas más y menos resistentes en las que dinámicas de las comunidades biológicas son más importantes que los controles litológicos sobre las tasas de

⁴ El término biofilm se utiliza frecuentemente para definir una comunidad mixta de micro- y secreciones extracelulares asociadas que se encuentran en numerosas superficies. Esta es la definición adoptada en esta memoria.

bioerosión, mientras en regiones de latitudes altas, el control litológico se hace dominante y la bioerosión se reduce a plataformas calcáreas.

Los factores estructurales, tipo de roca y patrón de diaclasación, ejercen un control determinante en la influencia que los diferentes procesos tienen en la evolución de la plataforma, de modo que ante unas mismas condiciones climáticas o entrada de energía cada tipo de roca responderá de manera diferente. En este sentido, podemos retomar la relación entre la fuerza del oleaje (F_w) y la resistencia de la roca (R_w) esbozada por Tsunamura (1987). Por un lado, las propiedades de la roca, composición química, porosidad, diaclasación... determinan una mayor o menor resistencia ante los agentes de erosión y alteración. Por otro lado, la densidad y dirección del patrón de diaclasación, la profundidad de los estratos y la dirección del clivaje determinan en gran medida el tipo de procesos que actúan sobre la plataforma (Trenhaile, 1987). A pequeña (mm-cm) y mediana escala (cm-m), las variaciones litológicas pueden conducir a diferentes morfologías en un mismo sector pero también generar diferencias en los microrelieves (Figura 24), mientras a gran escala la presencia de stacks o islas puede estar relacionada con la mayor resistencia de un tipo de roca.

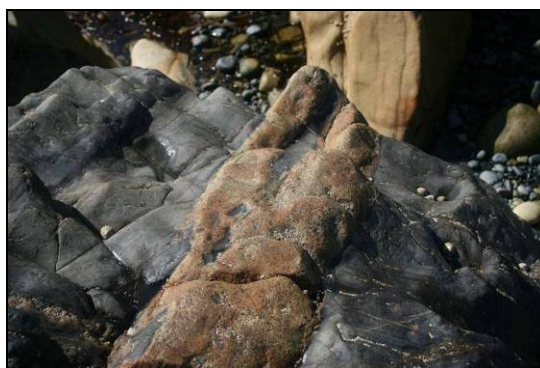


Figura 24. Relieve a meso-escala (cm) en una plataforma litoral en Zennor, Cornualles (UK). El dique granítico ejerce una mayor resistencia a la abrasión. El material abrasivo es basalto.

Dickson *et al.* (2004) evaluaron el factor litológico como control en las formas de la costa en la isla de Lord Howe (Pacífico suroriental) y determinaron que cuando afloran basaltos o secuencias de brechas piroclásticas, las plataformas tienen menor amplitud que las desarrolladas sobre brechas calcáreas y calcarenitas, significativamente más débiles. Kennedy (2010) exploró el control geológico en el desarrollo de plataformas litorales estuarinas en Middle Harbour (Sydney, Australia) determinando, a través del uso del Schmidt Hammer, que la estructura y resistencia del tipo de roca (cuarcitas y areniscas cuarcíticas) son los controles principales en la morfología de la plataforma.

Las debilidades estructurales de la roca (p.ej. diaclasas, fractura, planos de esquistosidad...) están directamente relacionadas con la resistencia de la misma y son determinantes de la operatividad de diferentes procesos, sobre todo de aquellos relacionados con la presión hidrostática e hidrodinámica. La fracturación facilita el desmantelamiento de la plataforma al implicar la presencia de líneas de debilidad estructural previas al ataque de los agentes erosivos que reducen su resistencia mecánica. Cruslock *et al.* (2010), tras comparar plataformas rocosas con la misma litología (calizas) y

diferente estructura y aquellas de diferente litología pero con un tipo de estructura semejante (calizas y doleritas) en Gales y Suecia, concluyeron que el control estructural parece ser más crítico que el litológico en la generación de productos de erosión a mesoescala (p.ej. bloques, arranques). Naylor y Stephenson (2009) evaluaron el papel de las discontinuidades en la erosión de las plataformas rocosas mediante la comparación de la resistencia de la roca medida con el Schmidt Hammer, la densidad de fracturación, el espacio entre diaclasas y la generación de bloques de dos plataformas, una en Gales (Glamorgan) y otra en Australia (Marengo). Con este trabajo demostraron que las discontinuidades juegan un papel fundamental alterando la resistencia de la roca.

2.1.4. La edad de las plataformas litorales y el papel de las herencias en su dinámica actual.

En este esbozo del papel de los controles estructurales en la evolución de las costas rocosas debemos incluir el papel del “tiempo” o las herencias. Interpretamos que el sustrato sobre el que se desarrollan los procesos actuales tiene una historia geológica que puede determinar su respuesta actual, de modo que, por ejemplo, el tiempo de exposición a los agentes de alteración están relacionados con la resistencia de la roca. De este modo, enlazamos con el concepto de herencia, que en el contexto del estudio de las costas rocosas puede ser definida como aquellos procesos que actuaron en momentos geológicos anteriores (comúnmente los estadios glaciales e interglaciales que se sucedieron a lo largo del Cuaternario) y que tienen un efecto plausible en la dinámica y/o forma actual de estos medios. Las costas rocosas por la naturaleza del sustrato y su menor resiliencia con respecto a otros ambientes litorales, pueden conservar mejor esa memoria que otros ambientes litorales sedimentarios, como por ejemplo las playas de arena.

Con el denominativo de “heredadas” se califica a aquellas plataformas que presentan una morfología acorde con momentos geológicos en los que el nivel del mar fue semejante al actual y que en ocasiones muestran distorsiones con las condiciones actuales del nivel del mar. Los trabajos de Trenhaile et al. (1999) y Blanco Chao et al. (2003, 2007) recomiendan considerar el vector evolutivo de las costas rocosas para una mejor aproximación a su comportamiento morfodinámico actual y futuro. Volviendo al esquema conceptual desarrollado por Sunamura (1992) (Figura 19), podríamos incluir las herencias como factor del componente litológico, condicionando la resistencia de la plataforma ante los procesos de erosión y alteración (Figura 25). Así, la Fuerza de Resistencia (F_r) sería igual a la Resistencia de la roca intacta menos los efectos de los agentes geomorfológicos que actúan en distintas escalas temporales.

La evolución de las costas puede ser entendida como un proceso de Markovian, en el sentido de que las formas y dinámica de los espacios litorales actuales dependen de las formas y procesos que les precedieron (Inman y Nordstrom, 1971). La configuración actual de las plataformas rocosas, terrazas marinas y acantilados retiene, a menudo, vestigios de formas previas desde las que han evolucionado.

¿En qué momento se han originado las plataformas litorales tal y como las conocemos? A pesar de los avances conseguidos en los últimos años en el conocimiento de las costas rocosas, esta pregunta continúa sin tener una respuesta satisfactoria, debido tanto

a la variabilidad en la intensidad de los procesos y los controles que determina respuestas geomorfológicas diversas en cada lugar estudiado como a la práctica inexistencia de dataciones directas sobre las plataformas. El hecho de que muchas plataformas parecen encontrarse en un estado de equilibrio con respecto a las condiciones ambientales actuales (fundamentalmente nivel del mar), ha conducido a la argumentación de que estas formas son contemporáneas, y que se han formado desde que el mar alcanzó su nivel actual (hacia el 3500 BP, de acuerdo con Whittow (1965) y hacia el 3000 BP en el caso de Galicia (Costas, 2009)). En la costa atlántica de Galicia, Trenhaile et al. 1999 han encontrado plataformas cuyo origen se remonta al menos al último interglacial, siendo después fosilizas por depósitos de origen periglacial y fluvionival y nuevamente expuestas con el ascenso del nivel del mar Holoceno. Otros autores han demostrado que las plataformas litorales se han formado a lo largo de varios ciclos interglaciales (George, 1932; Treinhaile 1972; 1974; 2002; Kira 1977; Treinhaile 1999).

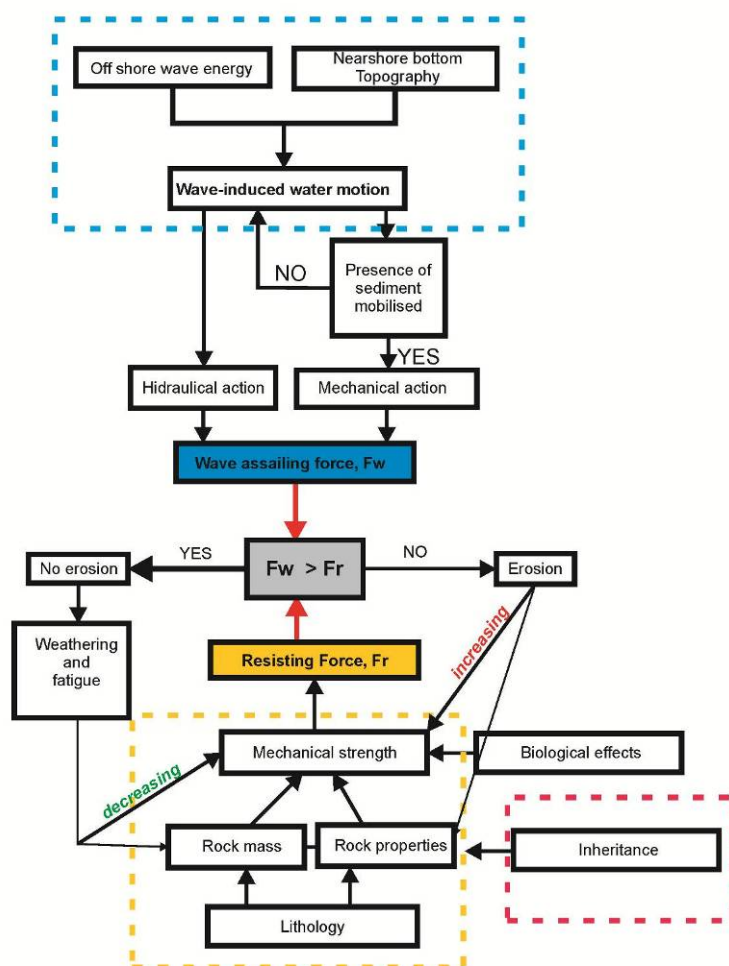


Figura 25. Modelo conceptual de las interrelaciones que existen entre los factores que intervienen en la erosión de las costas rocosas modificado de Sunamura (1983) para resaltar el papel que juegan las herencias sobre el componente estructural del modelo.

Entre las modelizaciones del desarrollo de las costas rocosas en una escala temporal larga (Flemming, 1965; Horikawa y Sunamura, 1967; Sunamura, 1976, 1977, 1978a) destaca el trabajo de Trenhaile (2001), en el que utilizó un modelo matemático para

investigar el efecto de las fluctuaciones del nivel del mar inducidas por las glaciaciones en la evolución de las plataformas durante el cuaternario, concluyendo que la mayor parte de las plataformas son, al menos en parte, formas heredadas de uno o más estadios interglaciales en los que el nivel del mar era similar al actual. Por otro lado, Stone et al. (1996), utilizando dataciones cosmogénicas en el oeste de Escocia, definieron que en su sector de estudio las plataformas se habían formado rápidamente y durante condiciones frías extremas durante el Younger Dryas, cuando un nivel del mar estable y unas condiciones climáticas severas facilitaron la erosión de las plataformas.

Estos ejemplos ilustran la imposibilidad de considerar una edad generalizada para todas las plataformas litorales y la necesidad de realizar estudios locales, basados en el conocimiento de las dinámicas actuales y los controles litológicos y estructurales para inferir la edad de las plataformas.

2.1.5. Geometría de las plataformas.

Elevación, pendiente, longitud y anchura son las características geométricas básicas de las plataformas litorales, definidas por las variaciones del rango mareal, ambiente energético (relacionado con el régimen del oleaje) y la litología (patrones de diaclasación, fracturas, buzamiento y propiedades petrológicas del substrato). Sunamura (1992), identificó tres tipos morfológicos de costa rocosa fruto del retroceso de los acantilados (Figura 26):

- (a) Plataformas ligeramente inclinadas o **tipo A** (*gently sloping*); presentan entre 1 y 5 grados de pendiente hacia el mar, se extienden desde la base del acantilado hasta el nivel de marea baja.
- (b) Plataformas casi horizontales o **tipo B** (*horizontal shore platforms*); terminan de forma abrupta en un acantilado o rampa que puede estar tanto en una posición de marea alta como de marea baja.
- (c) Acantilados abruptos (*plunging cliffs*), acantilados que se sumergen directamente en el mar sin estar precedidos por una plataforma litoral bien desarrollada (Sunamura 1992, Bird 2002).

Tsujimoto (1987) propuso una relación cuantitativa para distinguir entre los tipos A y B, basada en la relación entre la fuerza de las olas (F_w) y la resistencia (F_r) de la roca sobre la que se forma la plataforma. Para el autor, cuando la fuerza del oleaje excede un 8 por ciento la resistencia compresiva de la roca, el desarrollo de la plataforma empieza por la erosión de una balma en el acantilado a la altura del nivel medio del agua. Según Tsujimoto (1987) la condición crítica que permite delimitar el tipo A y B viene dada por el hecho de si el escarpe es destruido, resultando el tipo A, o preservado, sugiriendo que en el *tipo B* el escarpe no es destruido debido a una resistencia de la roca elevada, es decir a un balance del tipo $F_w < F_r$. Los estudios que intentan explicar las diferencias geométricas de las plataformas litorales han sido numerosos, y en general observan la elevación, gradiente y anchura. Gill (1972a) destacó que las *tipo A* aparecen labradas sobre rocas poco resistentes;

Bird y Dent (1966) defienden que las *tipo B* pueden dar lugar a las *tipo A* si hay material abrasivo en la base del escarpe. Edwards (1951) y Hills (1972) propusieron que las *tipo B* son más comunes en los cabos y puntas y las *tipo A* en zonas de bahía donde la roca es menos resistente. Bird (2002) ha destacado que algunas plataformas *tipo A* pueden tener un origen estructural, si aparece una superficie litológica resistente e inclinada en la zona externa que ha sido expuesta por la eliminación de una capa de roca menos resistente. Para Trenhaile (1987) las plataformas *tipo A* han sido labradas por la abrasión principalmente (lo que implica la disponibilidad de arena o grava), con pequeñas contribuciones de alteración, bioerosión y procesos de disolución. La anchura de estas plataformas en marea baja viene determinada por las tasas relativas de retroceso de la base del acantilado y el borde externo y por lo tanto está influenciado por la exposición al oleaje, el rango mareal y el gradiente transversal de la plataforma, la resistencia de la roca y el vector temporal durante el cual los procesos operaron hasta el momento presente. Por otro lado, plataformas *tipo B* son más comunes en regímenes meso y micro-mareales, mientras que las *tipo A* aparecen preferentemente en rangos macro-mareales, al interpretar que las mareas controlan directamente la magnitud de la acción del oleaje (Fr) e indirectamente la alteración y la actividad biológica y por lo tanto la eficacia de los procesos de erosión y alteración a lo largo de las plataformas.

Bird (2002) distingue entre plataformas *subhorizontales de marea baja* y *plataformas subhorizontales de marea alta*, y asimila las últimas al *tipo B* de Sunamura (1992). Las *plataformas subhorizontales de marea baja* quedan expuestas subaéreamente durante períodos relativamente breves durante las mareas bajas. Con el denominador de *plataforma subhorizontal de marea alta* describe una plataforma que es casi horizontal u horizontal, con una pendiente hacia el mar gradual, normalmente inferior a 1° , que se ha desarrollado ligeramente sobre el nivel de la marea alta (esta definición es asimilable al *tipo B* de Sunamura (1992)). Esta tipología morfológica de plataforma permanece expuesta a los procesos subaéreos durante la mayor parte del ciclo mareal, y queda sumergida durante las mareas altas vivas y es lavada por las olas de tormenta. Normalmente estas plataformas terminan en un escarpe abrupto en el borde externo (*low tide cliff*), bajo el cual la plataforma adquiere un perfil ligeramente cóncavo. Los procesos más destacados en la evolución de estas plataformas son, de acuerdo con Bird (2002), aquellos relacionados con los cambios de nivel de la columna de agua asociados a las mareas, especialmente la humectación-desección. Este proceso destaca en el rebaje y aplanamiento de plataformas *tipo B* en basaltos y areniscas en el SE de Australia (Hills, 1971) y en argilitas en la península de Kaikoura, en Nueva Zelanda (Stephenson y Kirk, 2000).

A modo de resumen, podemos decir que la elevación y pendiente de la plataforma en relación con el nivel del mar, resulta de diferentes variables: energía del oleaje, rango mareal, resistencia de las rocas que la forman (petrología, patrones de fracturación, planos de estratificación, grado de alteración...), la exposición al oleaje de la plataforma (cabos, bahías...). A estos factores debemos añadir además las fluctuaciones del nivel del mar y los movimientos tectónicos. Trenhaile (2002) modelizó el desarrollo de terrazas marinas en costas tectónicamente inestables así como los efectos de los cambios del nivel cuaternarios en la evolución de las plataformas litorales (Trenhaile, 2001), el modelo sugirió que la mayor

parte de las plataformas son, al menos en parte, heredadas de uno o más momentos en los que el nivel del mar fue similar al actual (Interglaciales).

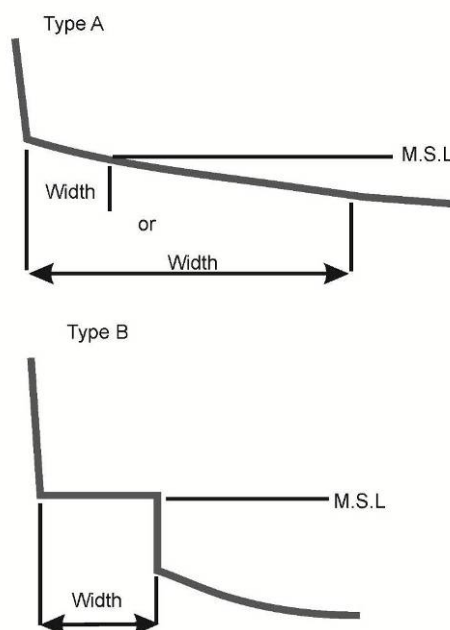


Figura 26. Tipologías morfológicas tipo A y tipo B de plataforma litoral distinguidas por Sunamura (1992).

A pesar de que estas dos tipologías permiten clasificar, a nivel mundial, la mayor parte de las plataformas, el rango de procesos y controles posibles determinan la existencia de estadios intermedios entre ambas tipologías y morfologías específicas relacionadas con los factores locales.

Los investigadores se han afanado durante largo tiempo en revelar porque las geomorfologías de las plataformas litorales difieren a lo largo del globo a través de comparaciones interregionales o globales (p.ej. Treinhaile y Kanyaya, 2007), principalmente relacionando la geometría (p.ej. perfiles, altura y ancho de la plataforma) con los factores de desarrollo, principalmente rango mareal, clima marítimo y tipo de roca. El juego complejo entre los procesos que operan en las plataformas ha sido analizado en una amplia variedad de escalas espaciales (Treinhaile, 2005), haciendo hincapié en el papel relativo de las olas (como agente erosivo) y la alteración en el desarrollo de las plataformas. Estos trabajos sugieren que la erosión por el oleaje controla el desarrollo de las plataformas desarrolladas en áreas de oleaje energético, como el Atlántico Norte (Treinhaile, 1972; Sunamura, 1977; Treinhaile, 1978, 2002; Sunamura, 2001), mientras la alteración subaérea se ha considerado el factor principal en el desarrollo de plataformas en regiones templadas o tropicales como Australia o Nueva Zelanda (Stephenson y Kirk, 1996; Kennedy y Beban, 2005; Kennedy y Dickson, 2006; Thorton y Stephenson, 2006; Dickson, 2006).

2.2. LAS PLATAFORMAS LITORALES DE PUNTA GALLIN

OBJETIVOS:

- ➔ Estudiar la evolución y dinámica actual de un sector de la costa Cantábrica Gallega
- ➔ Explorar las relaciones entre la elevación mareal y la resistencia/alteración en una plataforma litoral labrada sobre materiales metamórficos.
- ➔ Estudiar las relaciones entre los depósitos sedimentarios y la morfodinámica de las plataformas rocosas.
- ➔ Analizar el papel de los controles litológicos y estructurales en en la evolución de las plataformas litorales. Estudio del grado de alteración de la roca, determinando las variaciones de su importancia relativa tanto espacialmente en la superficie de las plataformas como temporalmente a lo largo de su evolución reciente.
- ➔ Profundizar en la importancia de las características heredadas en los controles geológicos y su influencia en los procesos morfodinámicos actuales.

RESULTADOS:

El análisis estadístico de los valores de rebote del esclerómetro (valores *R*) y su integración y análisis junto a diversas variables de cada punto de muestro en un sistema de información geográfica ha permitido sectorizar estas plataformas en función de sus formas y procesos dominantes. A partir de esta sectorización se plantea una hipótesis de la evolución geomorfológica reciente del sector de estudio.

Las investigaciones más recientes sobre los procesos que operan en las plataformas litorales rocosas se han centrado en el papel relativo de los procesos de erosión mecánica, como los arranques o la abrasión, frente a los procesos de alteración en la evolución de estas formas. Las investigaciones de campo y de laboratorio (Stephenson y Kirk, 1996, 1998, 2000b; Kanyaya and Trenhaile, 2005; Trenhaile, 2006; Trenhaile and Porter, 2007), así como la modelización matemática (Trenhaile, 2001, 2005, 2008) han demostrado que el grado de alteración en las plataformas intermareales rocosas varía con la elevación mareal, y que la intensidad de esta alteración está controlada en gran parte por los tiempos de inundación y exposición mareal.

En ausencia de otros procesos y de variaciones litológicas y estructurales, esta tendencia se traduce en una correlación negativa entre elevación mareal y grado de alteración (figura 27), que ha podido ser registrada en ambientes morfodinámicos

diferenciados utilizando los datos obtenidos con el esclerómetro como medida indirecta de la alteración (Blanco Chao et al., 2007; Knight et al., 2009).

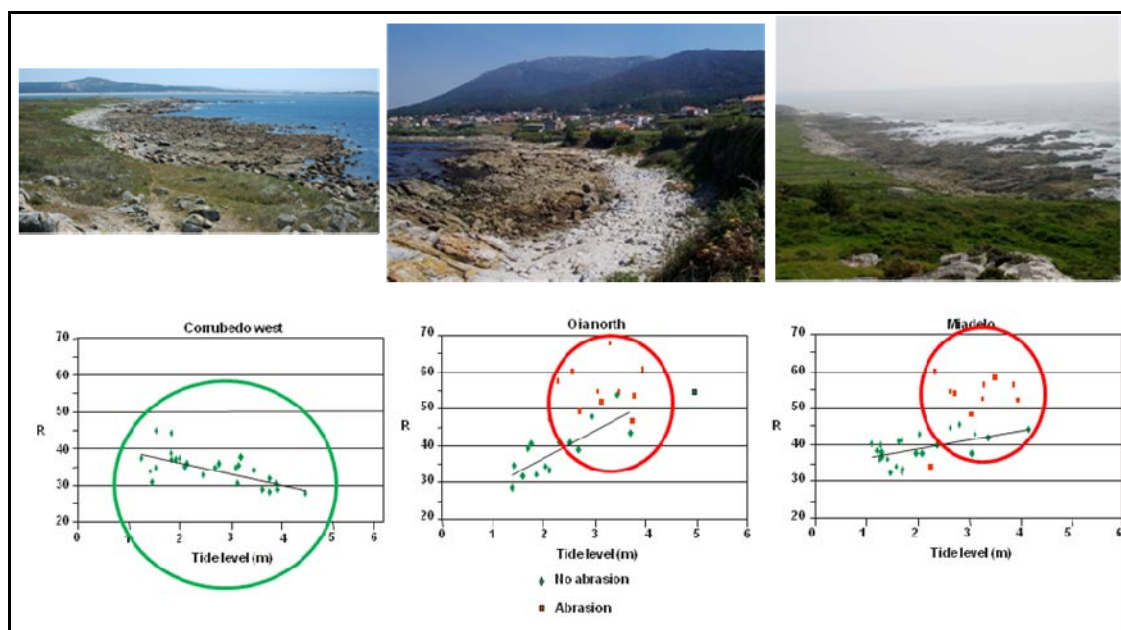


Figura 27. Resultados de los estudios previos llevados a cabo en el costa atlántica gallega. En el primer gráfico, se aprecia una tendencia negativa entre la alteración mareal y los valores de resistencia obtenidos con el Schmidt Hammer, que se interpreta como un incremento de la erosión hacia las cotas mareales altas. En el segundo y tercer gráfico, los procesos de abrasión enmascaran esa tendencia.

La presencia de algunos procesos de erosión mecánica puede modificar este gradiente de alteración. En este sentido la abrasión, es probablemente uno de los mecanismos más efectivos, ya que al impedir el progreso en profundidad de la alteración la superficie de la roca mantiene valores de resistencia más altos que en las superficies sometidas exclusivamente a la alteración mareal (Blanco Chao et al, 2007). En costas paraglaciales o para-periglaciales la erosión de los depósitos sedimentarios con abundantes facies gruesas, que fosilizaron las antiguas costas rocosas, representó un abundante aporte de material abrasivo durante la transgresión holocena, lo que en algunos casos jugó un importante papel en la evolución reciente de las plataformas litorales (Blanco Chao et al, 2007).

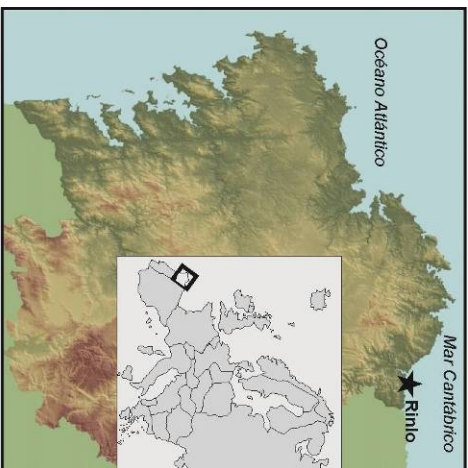
A partir de estos estudios previos llevados a cabo por el Grupo de Investigación en Ciencias del Sistema Tierra de la Universidad de Santiago de Compostela, en este trabajo se emplea una metodología semejante en una plataforma labrada en materiales metamórficos con un fuerte componente estructural, situada en la costa cantábrica gallega. Uno de los objetivos de este estudio ha sido verificar si en este ambiente es también posible identificar una tendencia en la alteración semejante a la identificada en la costa atlántica de Galicia mediante el uso del Schmidt Hammer Rock Test. Un segundo objetivo ha sido utilizar los valores de resistencia en combinación con otras variables para explorar la dinámica actual de estas plataformas y el papel que ejercen sobre ella los controles estructurales y los posibles procesos y/o formas heredadas.

2.2.1. Características de las plataformas estudiadas.

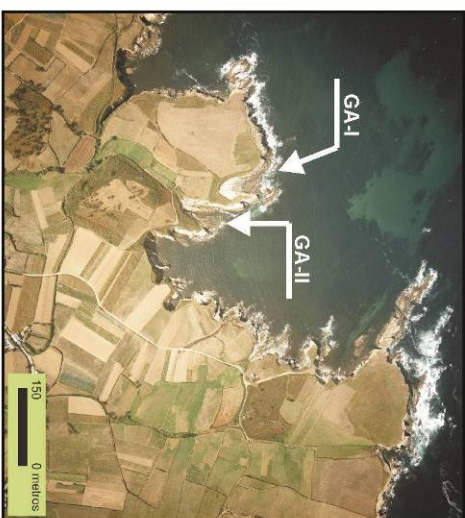
Las plataformas que afloran en el sector de estudio muestran una gran complejidad de formas, condicionadas tanto por la litología del substrato (cuarcitas, cuarzofilitas y areniscas cuarzosas) como por los procesos actuales y heredados.

El sector de estudio se localiza en la costa cantábrica gallega, a unos 2.5 km de la Ría de Ribadeo, muy próximo al límite administrativo entre la Provincia de Lugo y el Principado de Asturias (Figura 28). Este tramo pertenece al dominio geomorfológico de la Rasas Cantábricas, caracterizado por la presencia de hasta nueve niveles subhorizontales (Flor, 1983; 1992), ligeramente inclinados hacia el mar, que han sido cortados transversalmente por cursos fluviales con dirección N-S. Punta Gallín es una pequeña península en cuyo flanco oriental se abren dos estrechas calas, en las que afloran dos complejas plataformas rocosas modeladas sobre estratos de cuarcitas, areniscas cuarzosas y cuarzofilitas cámbrico-ordovícicas pertenecientes a la Serie de los Cabos, con dirección norte y buzamiento subvertical al este (Tabla 13).

La plataforma occidental (en adelante GA-I) tiene 30 m de anchura media, 100 m de longitud y una pendiente de 2°, entre las cotas mareales de 3 y 5.2 m (Figura 29 Tabla 13). Esta plataforma presenta una segmentación marcada por un cambio de pendiente que coincide aproximadamente con la cota de marea alta. El segmento superior de la plataforma presenta una forma de rampa, con una pendiente media de 7°, y sobre ella se encuentra una playa de cantos, con una anchura media de 13 m, situándose su borde externo a una cota mareal entre 5.5 y 6 m. La plataforma está limitada en el flanco oriental por una fractura con dirección N-S que define una pared acantilada, en la que se aprecian las cicatrices de arranques recientes a favor de las líneas de debilidad definidas por los planos de estratificación de las cuarcitas y cuarzofilitas y el patrón de fracturación. En esta pared se distingue una superficie fosilizada por un depósito policíclico que se describe en detalle en el capítulo 3 de esta memoria. El depósito GAdep-I se localiza al fondo de la ensenada, en su extremo occidental, y presenta importantes variaciones laterales en los niveles presentes y su potencia. La plataforma GA-I queda limitada por un escarpe en su borde externo, que cae verticalmente desde la cota mareal de los 3 m hacia un canal abierto a favor de una fractura de dirección aproximada oeste-este, y que permanece sumergido incluso durante las mareas bajas vivas (Figura 29).



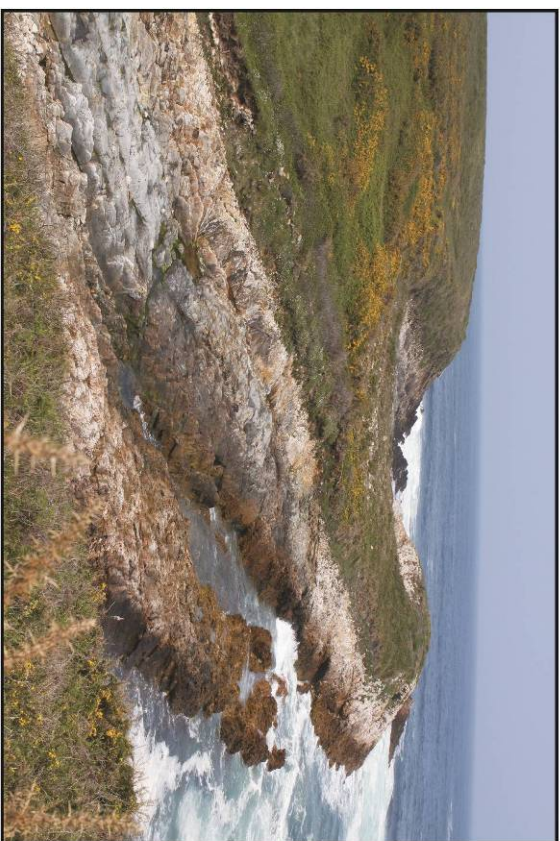
a) Localización del Sector de Estudio



b) Fotografía aérea mostrando la posición de las plataformas litorales estudiadas en Punta Gallín



c) Vista de la plataforma GA-I tomada desde el fondo de la ensenada hacia el N.



d) Vista de la plataforma GA-II tomada desde la ladera occidental de la ensenada GALLÍN-II hacia el NW; en segundo plano se distingue el entrante donde aflora la plataforma GA-I



e) Vista del tramo costero en el que afloran las plataformas estudiadas tomada desde el sector oriental de Punta Gallín. En primer término se distingue el acantilado rocoso que constituye el borde occidental de la plataforma GA-I y hacia el NE el depósito del fondo de GA-I y la playa de bloques. Además se observa el canal en el que termina la plataforma. Detrás del depósito de GA-I puede verse el acantilado que delimita a la plataforma GA-II por el Este.

Figura 28. Localización de las plataformas litorales de Punta Gallín.

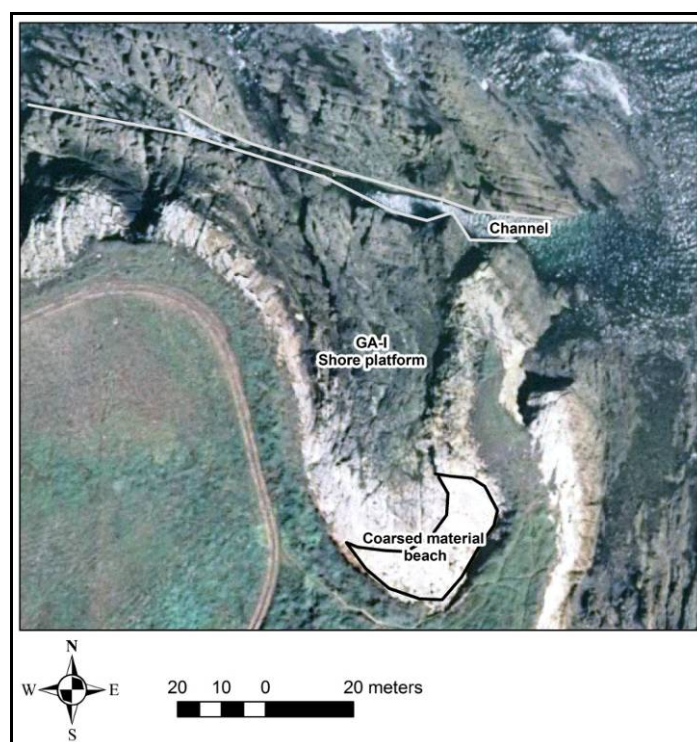


Figura 29. Detalle de la plataforma GA-I

Tabla 13. Características de las plataformas estudiadas. Las características de Gallín II hacen referencia a la plataforma situada al oeste del canal.

	<i>GALLÍN I</i>	<i>GALLÍN II-E</i>	<i>GALLÍN II-W</i>
Anchura media (m)	30	10	8
Longitud (m)	100	73	49.8
Elevación mareal media (m)	4.84	3.97	4.76
Media de <i>R</i>	41.5	44.8	42.7
Litología	Cuarcitas y cuarzofilitas	Cuarcitas y Cuarzofilitas	Areniscas cuarzosas
Pendiente media (grados)	2.0	3.1	0.4

La plataforma oriental (en adelante GA-II) presenta dos sectores separados por un canal abierto a favor del contacto entre dos estratos litológicos diferentes (Figura 30). El control litológico determina las diferencias entre ambos sectores. El sector occidental (GA-II-W) se labró sobre un nivel de areniscas cuarzosas masivas. Esta plataforma occidental de GA-II presenta una morfología suave caracterizada por la ausencia de formas de erosión a meso-macro escala. Su elevación mareal media son 4.76 m con una variación máxima de 0.46 m. No funciona como una plataforma litoral en sentido estricto ni presenta una pendiente hacia el mar; su morfología está determinada por la presencia de fracturas con dirección W-E que cortan transversalmente los planos de estratificación de la roca. La plataforma oriental (GA-II-E) se ha labrado sobre un estrato de cuarcitas intensamente

fracturadas, con planos de estratificación de potencia variada (entre 5 y 40 cm), lo que ha derivado en una morfología rugosa, caracterizada por la presencia de numerosas cicatrices de arranque. La plataforma GA-II-E queda delimitada en su borde oriental por un canal labrado sobre cuarzofilitas que sólo queda totalmente expuesto durante las mareas bajas vivas. El fondo de la ensenada en la que aflora la plataforma GA-II coincide con la posible paleodesembocadura de un estrecho curso fluvial, que actualmente desagua en un estrecho y abrupto entrante costero situado 250 m al sur. Coincidiendo con esta paleodesembocadura aparece un depósito de poca potencia, compuesto de cantos redondeados de cuarcita y arenisca, alternando hacia la parte más interna con niveles de suelo que muestran características de horizontes A. De manera similar a GA-I, la plataforma GA-II muestra también un escarpe externo, aunque con una elevación mucho menor.

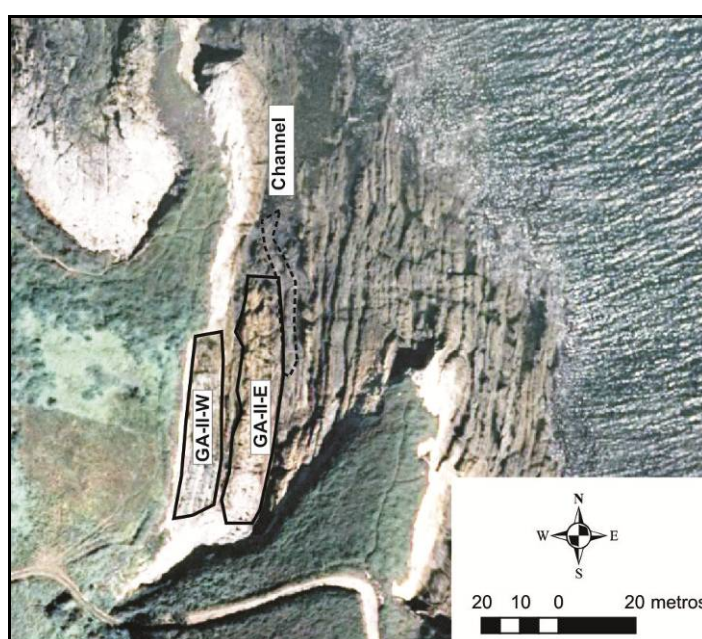


Figura 30. Detalle de las plataformas de GA-II.

La presencia de los escarpes externos de ambas plataformas, unido a que las plataformas se encuentran bastante elevadas, determina que la mayor parte de la energía de ola se disipe en los primeros 40 metros desde el borde externo de las plataformas, y que solamente las olas con alturas significantes (H_s) entre 1 y 2 m puedan romper directamente sobre ellas. Aunque no se dispone de datos de oleaje obtenidos directamente sobre las plataformas, se ha modelado la atenuación del oleaje tras la rompiente utilizando una función de atenuación (Trenhaile, 2000, 2002):

$$Fw=0.5\rho w(h_b)e^{-k.Ws} \quad (1)$$

Donde Fw es la fuerza de la ola que alcanza el borde del agua después de la rompiente, ρw es la densidad del agua de mar (1025 kg m^{-3}), h_b es la profundidad de

rompiente de la ola, k es una constante de atenuación de *surf* y W_s es el ancho de la zona de *surf* desde la rompiente al borde del agua, calculada a partir de datos topográficos. La profundidad de rompiente se ha determinado asumiendo la relación $H_b/h_b=0.78$, y la altura de rompiente (H_b) se ha calculado a partir de datos de altura significativa (H_s) y periodo (T) de oleaje en aguas profundas según la ecuación (Komar y Gaughan, 1972):

$$H_b=0.39g^{0.2}(THp^2)^{0.4} \quad (2)$$

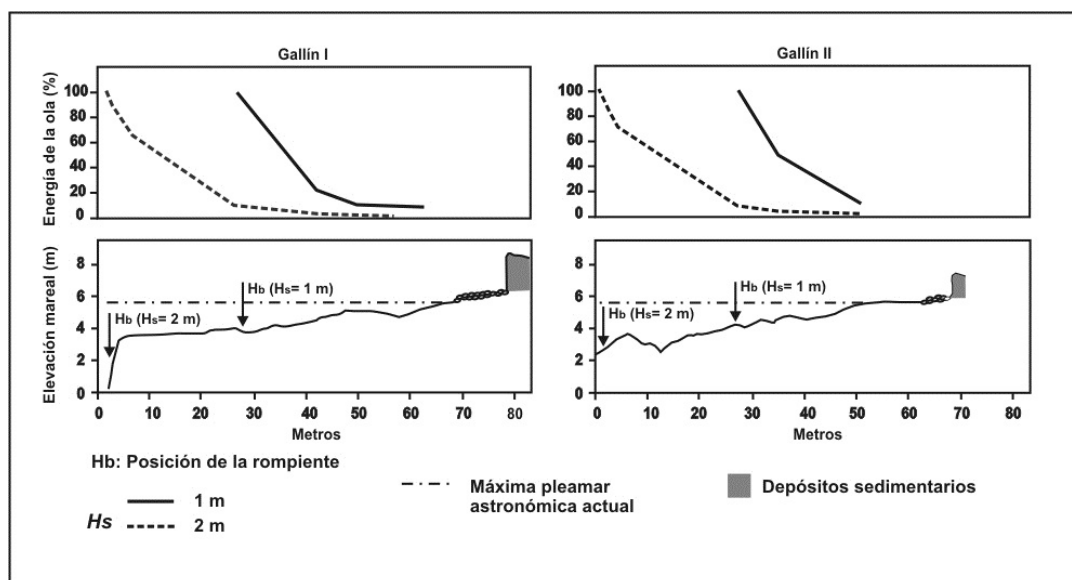


Figura 31. Porcentaje (%) de la energía de ola disipada en las plataformas de Gallín-I y Gallín-II durante la máxima pleamar observada. El 100% de la energía coincide con el punto de rompiente. El valor k utilizado ha sido 0,1 lo que representa un índice de atenuación alto en una superficie rugosa (Trenhaile, 2002). Los cálculos se han realizado utilizando olas de altura significativa espectral de 1 y 2 m con período medio espectral de 5 y 6 segundos respectivamente. Los datos de oleaje se han obtenido de la boya CosGijón II (Puertos del Estado).

Como se observa en la Figura 31 las olas con H_s superior a 1 m rompen antes de alcanzar el escarpe o lo hacen directamente contra él, disipando su energía casi totalmente en los primeros 20 m desde el punto de rompiente. Sólo las olas con H_s igual o inferior a 1 m pueden romper sobre las plataformas, conservando aproximadamente un 15 % de su energía al alcanzar el borde del agua.

2.2.2. Estudio de la resistencia como indicador de los procesos de erosión-alteración en las plataformas.

La resistencia de una roca está directamente relacionada con la alteración de la misma a través de la idea general de que una roca alterada ofrecerá una menor resistencia a los agentes erosivos que el mismo tipo de litología sin alterar. Diversos estudios han confirmado esta relación (p. ej. Trenhaile *et al*, 2007; Matsukura *et al*, 2006) aunque pueden existir algunos productos derivados de procesos de alteración, como por ejemplo la formación de costras de hierro, que en general incrementan la resistencia de una roca. En cualquier caso, existe una relación clara entre resistencia y alteración, que ha sido medida y utilizada en variados estudios geomorfológicos. El dispositivo más ampliamente utilizado para medir la resistencia de los materiales en el campo es el esclerómetro o *Schmidt Rock*

Test Hammer del que existen diferentes versiones y que ha sido utilizado en estudios geomorfológicos desde mediados del siglo XX. Recientemente, ha empezado a utilizarse el durómetro, capaz de superar algunas de las limitaciones del *Schmidt Hammer* pero que presenta otros problemas.

2.2.2.1. Dispositivos para estimar la alteración en el campo a través de la resistencia.

2.2.2.1.1. Schmidt rock Hammer test.

Originalmente concebido en 1948 por E. Schmidt como un dispositivo no destructivo para calcular la dureza del cemento, el *Schmidt Hammer* pronto se empezó a aplicar en rocas con el objetivo fundamental de estimar su resistencia compresiva. En las últimas décadas el *Schmidt Hammer* ha sido ampliamente aplicado por los geomorfólogos con diferentes propósitos, gracias a su versatilidad, su bajo coste económico, su reducido peso y la facilidad del ensayo.

El funcionamiento de la herramienta se basa en un pistón con resorte que es liberado cuando el percutor es presionado contra una superficie (Figura 32). El impacto del pistón transfiere la energía al material, de forma que la altura del rebote del pistón se considera un índice de la dureza (o resistencia de impacto) de la superficie, ya que la altura de rebote depende de la elasticidad de la superficie. La medida del rebote se conoce como el valor de rebote *R* (*Schmidt Hammer rebound number*). En función del material (tipo de roca) que queramos someter a este test, existen cuatro diferentes versiones del aparato, cuya diferencia fundamental es la energía con la que se libera el pistón (energía de impacto):

- Type P (para materiales de muy baja resistencia, inferior a 70 kPa)
- Type L (0.737 Nm)
- Type N (2.207 Nm)
- Type M (29.43 Nm)

Es precisamente la energía de impacto del *Schmidt Hammer* la que determina su rango de aplicabilidad. Aydin (2008), en una revisión del método para determinar el valor de rebote propuesto por el ISRM (*International Society for Rock Mechanics*), destaca que el Tipo L tiene una mayor sensibilidad en los rangos de resistencia más bajos, y por tanto aporta mejores resultados cuando se pretende testar la debilidad, porosidad y alteración de las rocas; mientras el Tipo N es menos sensible a las irregularidades, obteniéndose con él una menor dispersión de los datos en superficies heterogéneas. El tipo más utilizado por los geomorfólogos es el N (Goudie, 2006), ya que permite recoger valores en un amplio rango de rocas con resistencias compresivas desde 20 hasta 250 MPa.

Existen dos versiones de esclerómetro, el original, en el que los valores de rebote obtenidos se leen en una escala graduada, y el *Digi-Schmidt Hammer*, que es una versión del original pero conectado a un dispositivo electrónico que permite la lectura directa en una pantalla, y el almacenamiento y consulta de los resultados del ensayo. Además permite

realizar un cálculo automático de la resistencia a la compresión gracias a las curvas de conversión integradas y posibilita la evaluación y almacenamiento de datos y su transmisión a un ordenador.

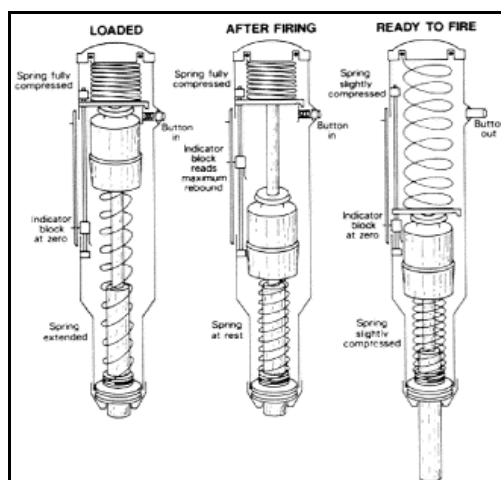


Figura 32. Principio de funcionamiento del *Schmidt Hammer* (Aydin, 2008)

2.2.2.1.2. El Durómetro Equotip (Proceq).

El durómetro Equotip es un aparato portátil originalmente diseñado para la medición de la dureza en metales. Se compone de un dispositivo de impacto (una pequeña bola de tungsteno o carburo) y un dispositivo electrónico que mide la velocidad con la que la bola rebota desde la superficie impactada. La bola de impacto es lanzada mediante un muelle contra la superficie del material a evaluar, rebotando sobre ésta. Tanto durante el impacto como durante el rebote el dispositivo de impacto atraviesa una bobina generando un voltaje cuya medida determina las velocidades de impacto y rebote. El cociente entre ambas velocidades es lo que consideramos como el valor de dureza (*Hardness value*) L .

$$L = (V_{\text{rebote}} / V_{\text{impacto}}) * 1000 \quad (3)$$

Este cociente también se conoce como prueba o test de dureza de Leeb (unidades HLD). Cuanto mayor sea la dureza del material medido, mayor es la velocidad de rebote, de manera que el valor L del Equotip, al igual que el valor R del *Schmidt Hammer*, representa una medida directa de la dureza, y como tal puede ser utilizado para comparar diversos materiales sometidos al mismo test.

El Equotip (Figura 33 y Figura 34) permite disponer de diferentes dispositivos de impacto en función del tipo de superficie sobre la que vayamos a trabajar, y además existen anillos de soporte que permiten realizar pruebas en una amplia variedad de superficies geométricas, desde planas (anillo estándar) hasta cóncavas, convexas o cilíndricas.

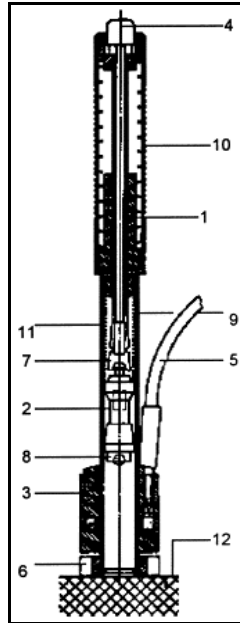


Figura 33. Diseño del Equotip (Proceq) (1) loading tube, (2) guide tube, (3) coil with coil holder, (4) release button, (5) connection cable, (6) support ring, (7) impact body, (8) test tip, (9) impact spring, (10) loading spring, (11) catch chuck and (12) material to be tested. (de F. Meulenlamp and M. Alvarez Grima, 2000)

En ensayos en laboratorio la metodología de aplicación del durómetro Equotip es similar a la de otros durómetros de sobremesa. Según los fabricantes (Proceq, 2007) la muestra debe tener al menos 10 x 10 mm y debe fijarse a una base para evitar vibraciones durante la medida, aunque se obtienen mejores resultado en muestras grandes, siempre que la superficie de medición esté limpia y seca. Se recomienda recoger al menos de 3 a 5 impactos separado por al menos 5 mm, no repetir los impactos en un mismo punto y utilizar la media de esos impactos como medida de la dureza. La rugosidad de la superficie afecta a la medida de manera que se obtendrán valores L más bajos en superficies más rugosas.



Figura 34. Equotip con dispositivo de impacto D estándar.

El Equotip ha sido utilizado en muy pocos estudios geomorfológicos, por lo que no existen ni protocolos de aplicación en el campo, ni muchos estudios de correlación con otras propiedades de la roca. Verwaal y Mulder (1993) y Asef (1995) han intentado correlacionar

los valores de rebote del Equotip con la resistencia a la compresión, concluyendo que el Equotip podía ser un buen estimador de las propiedades de la resistencia de las rocas basándose en modelos estadísticos. Más recientemente Meulenkamp y Alvarez Grima (1999) han desarrollado un programa informático basado en la teoría de las redes neuronales para estimar la Resistencia a la compresión no confinada (UCS) a partir de los valores obtenidos con el Equotip, teniendo en cuenta la porosidad, densidad y tamaño de grano de la roca.

2.2.2.2. Ventajas e inconvenientes del Equotip y el *Schmidt Hammer* para su aplicación en el campo (in situ).

Aunque su principio de funcionamiento es similar, estos dos aparatos presentan diferencias fundamentales que resultan determinantes para sus aplicaciones geomorfológicas.

- a) Energía de impacto. El durómetro Equotip tiene una energía de impacto 1/66 menor que el *Schmidt Hammer* Tipo L, es decir actúa con una energía de impacto muy baja, pero aún con ello tiene un rango de medida mayor que éste (Figura 35).

De acuerdo a Aoki y Matsukura (2005) que han comparado los rangos de medición del durómetro Equotip y del *Schmidt Hammer* (tipo L) (Figura 35) el Equotip es el dispositivo con un mayor rango de medida, y es especialmente indicado para aplicar en materiales blandos como rocas muy alteradas e incluso sedimentos, gracias a su menor energía de impacto. La mayor energía de impacto del *Schmidt Hammer* impide su aplicación en materiales blandos, dado que puede fracturar la superficie o incluso hundirse el percutor. Los mismos autores consideran el Equotip como el dispositivo más adecuado para la aplicación en rocas con capas finas de alteración, ya que la mayor energía de impacto del *Schmidt Hammer* haría que los valores de rebote estén más influidos por la roca fresca subyacente.

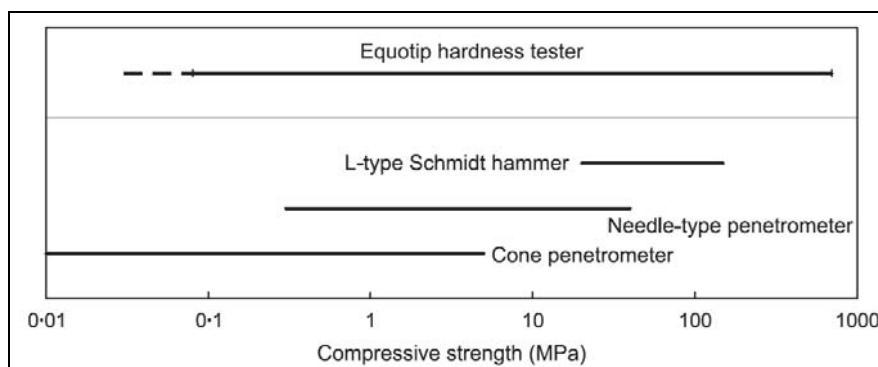


Figura 35. Rangos de medición con el Equotip y otros durómetros. Los valores han sido convertidos a valores de Resistencia a la Compresión no confinada (*Unconfined Compressive Strength, UCS*) para facilitar la comparación (de Aoki y Matsukura, 2006).

- b) Diámetro del percutor. El durómetro Equotip tiene un percutor mucho más pequeño que el *Schmidt Hammer* (3 mm de diámetro) (Figura 37) produciendo una muesca en la superficie de la roca tras el impacto de aproximadamente 0.5 mm, mientras el esclerómetro tiene un percutor con un diámetro aproximado de un centímetro. El

mayor diámetro del *esclerómetro* limita su aplicación en determinadas superficies como concavidades, pequeñas formas erosivas o superficies curvas, donde el durómetro consigue una gran adaptación gracias a los distintos anillos de soporte para el percutor (Figura 36).



Figura 36. Ejemplos de anillos para el percutor del Equotip

Sin embargo, el diámetro del percutor del durómetro también presenta serias limitaciones para su aplicación en geomorfología. Aunque el Equotip puede ser aplicado en una amplia variedad de litologías y superficies gracias a su amplio rango de medición y se obtienen muy buenos resultados en rocas mineralógicamente homogéneas y con tamaños de grano fino como areniscas o cuarcitas (Aoki y Matsukura, 2005) en materiales de grano medio a grueso, como por ejemplo muchas rocas graníticas, puede producirse una excesiva dispersión de los valores de rebote. La reducida dimensión del percutor hace que pueda ser semejante e incluso inferior al tamaño de los cristales de la roca, de forma que los valores obtenidos correspondan al valor de dureza de los cristales individuales, y no caractericen la roca.

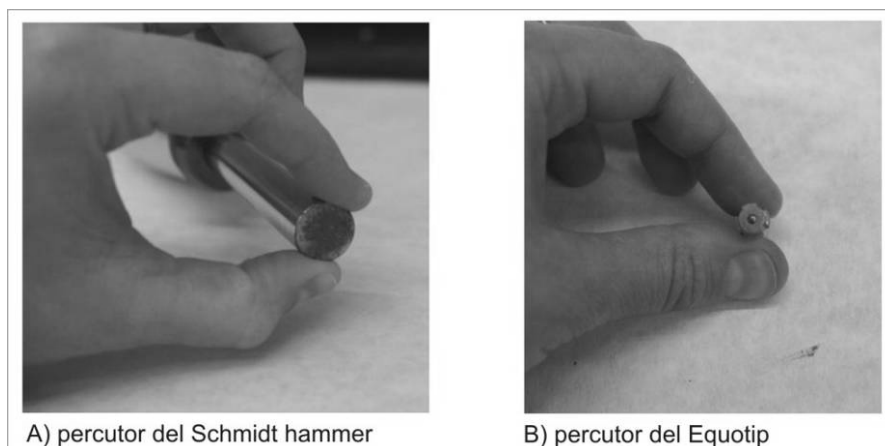


Figura 37. Diámetros de los percutores.

En rocas de grano grueso, la alta sensibilidad del Equotip puede convertirse en problemática en rocas alteradas. Como se ha mencionado, la alteración de la roca generalmente implica un aumento de su rugosidad, y en el caso de las rocas mineralógica y granulométricamente heterogéneas como algunos granitos, los minerales pueden alterarse de manera diferencial, de forma que los más resistentes tienden a quedar en resalte, como

ocurre con los granos de cuarzo frente a los menos resistentes feldespatos y micas. En estas condiciones, es posible que estemos cometiendo un sesgo al impactar preferentemente sobre los cuarzozos, lo que generaría una sobrestimación del valor de resistencia de la roca. Otro problema identificado durante el trabajo en el campo es que la excesiva rugosidad de la capa de alteración induce una mayor dispersión de los valores de rebote y genera dificultades para el asentamiento correcto del percutor sobre la superficie a medir.

Tanto el esclerómetro como el durómetro presentan ventajas e inconvenientes en función del tipo de roca y el tipo de superficie sobre la que vamos a trabajar. Resulta evidente que el durómetro resulta más útil en superficies reducidas como microformas tipo taffonis, canales, pías o desescamaciones... El Equotip permite trabajar en experimentación de laboratorio, por ejemplo de procesos de estrés térmico o de humectación-dsecación, dado que el tamaño de las muestras utilizadas puede ser menor. Además, el durómetro puede aplicarse en rocas y materiales blandos que quedan fuera del rango de medición del esclerómetro. Sin embargo, en superficies rugosas o en rocas con cristales grandes parece que el esclerómetro aporta mejores resultados para estimar la resistencia de las rocas, ya que el mayor diámetro del percutor dificulta que impacte sobre un único cristal.

2.2.2.3. Interpretación del valor *R* y el valor *L* en geomorfología.

En los métodos de medición de dureza tradicionales, se mide el tamaño de la muesca que queda en el material tras el ensayo, por lo que las escalas utilizadas (Bricknell, Rockwel, Wickers...) no se expresan en ninguna unidad de medida estándar. Los valores que registran el esclerómetro y el durómetro no son más que otra medida relativa de la dureza obtenida a través de un proceso no destructivo, y que en vez de expresar el tamaño de una muesca indica el valor de un rebote de un percutor sobre una superficie en términos de altura (*Schmidt Hammer*) o de velocidad (*Equotip*). En el ámbito de la ingeniería mecánica se han llevado a cabo intentos de correlacionar estos valores de rebote con otras propiedades físicas y mecánicas de la roca, especialmente evidente con la Resistencia Compresiva no Confinada (*Unconfined Compressive Strength, UCS*) y el Módulo de Young (Verwaal and Mulder, 1993; Hack et al., 1993; Kawasaki 2000, 2002; Meulenkamp and Grima, 1999; Ottawa et al., 1999, Aoki and Matsukura, 2008; Yilmaz y Sendir, 2002, Kahraman, 2001, Sachpazis, 1990). El interés mostrado en realizar estas correlaciones se basa en que dada la facilidad de manejo, su aplicabilidad en el campo y el reducido coste de los test de rebote sería muy interesante disponer de ecuaciones que permitieran a los ingenieros obtener rápidamente y a bajo coste estos parámetros para una determinada litología o material.

La bibliografía disponible (p.ej. Aoki and Matsukura, 2007; Colman, 1981; Sjöberg and Broadbent, 1991), Hall, 1993; Waragai, 1999, Matsukura and Matsuoka, 1996, Day, 1981; Haryono y Day, 2004), Pye et al., 1986, Ballantyne et al., 1997; Anderson et al., 1998; Rae et al., 2004; Stephenson and Kirk, 2000; Török, 2003; Sjöberg, 1994, Naylor & Stephenson, 2009; Blanco Chao et al., 2007) refleja que en estudios geomorfológicos, el uso de estos dispositivos de medición, esclerómetro y durómetro, suele orientarse al estudio de las diferencias en la resistencia de la roca que ayuden a explicar formas y procesos geomorfológicos o tendencias en la alteración. En este sentido, y a diferencia de los estudios

de ingeniería, no es el aspecto más importante determinar si el parámetro medido es la resistencia compresiva o la dureza de una roca. La hipótesis de partida en geomorfología es que existe una relación entre la alteración y la resistencia de la roca, que normalmente deriva en la pérdida de resistencia de la misma, debilitando los enlaces entre sus minerales constituyentes, creando microfracturas y aumentando la porosidad, lo que conduce a una disminución de su resistencia a los procesos erosivos y a la propia alteración. Así, la medida obtenida con el esclerómetro o el durómetro, puede interpretarse como una medida de la intensidad de los procesos de alteración.

2.2.2.4. Diseño del muestreo de la resistencia de la roca como medida indirecta del grado de alteración.

En los estudios de campo de alteración de la roca, los datos recogidos no son independientes de su localización espacial, ya que ésta determina el papel que otras variables puedan jugar en los procesos a evaluar. La distribución espacial de los datos permite distinguir dos tipos de muestreo cuando aplicamos los test de resistencia al estudio de la alteración:

(i) El más sencillo consiste en buscar diferencias entre superficies en función de la presencia o ausencia de un factor o variable. Un ejemplo de este tipo de estudio sería la búsqueda de diferentes resistencias en un domo granítico entre una superficie cubierta por una costra de hierro (PRESENCIA) y la superficie anexa libre de esa costra (AUSENCIA).

(ii) El segundo método de muestreo no consiste en comparar superficies sino en buscar comportamientos o tendencias. En este caso el diseño del muestreo busca poner en evidencia diferencias en la alteración dependientes de una determinada variable, que normalmente seguirá un patrón espacial. En este caso el número de puntos de muestreo varía en función de la resolución que queramos obtener y del número de factores identificados. Por ejemplo, en un tramo intermareal sabemos que el principal factor de la alteración es el tiempo de exposición e inundación, por lo que elegimos un muestreo de n puntos en función de las dimensiones de la superficie. En este tipo de estudio suelen utilizarse perfiles y los puntos de muestreo deben ser georeferenciados en un sistema de coordenadas (x-y) al que es recomendable añadir también la altura, de manera que pueda llevarse a cabo un análisis espacial, por ejemplo mediante herramientas SIG.

2.2.2.4.1. Muestreo en cada punto. Factores de variación de las medidas R y L.

La naturaleza de los factores que influyen en la medida registrada por el durómetro y el esclerómetro es diversa. Además de una serie de errores asociados a las propias características de los dispositivos, como la calibración o el ángulo de aplicación, existe un rango amplio de factores que se consideran fuentes de error en la estimación de la resistencia. Esto implica que debemos ser cuidadosos al recoger e interpretar los resultados obtenidos con estos test de resistencia. Para reducir la posibilidad de error, la mayor parte de las investigaciones geomorfológicas que han utilizado el Schmidt Hammer, siguen la metodología diseñada por Day y Goudie (1977) y Selby (1980), y algunos incluyen también

las recomendadas por el ISRM (1981). La revisión de estos y otros trabajos permite identificar las siguientes fuentes de error:

1. Tamaño del espécimen. El ISRM establece un peso mínimo de la muestra de 20 kg para el esclerómetro de tipo-L y de 40 kg para el tipo-N, que deben estar fijadas a una superficie firme y plana, pero es obvio que en trabajos de geomorfología en el campo resultará muy difícil disponer de bloques de peso estandarizado, aunque algunos autores sugieren pesos superiores a 25 kg para asegurar la consistencia del rebote (Nel y Sumner, 2002). A diferencia del esclerómetro, la menor energía de impacto del durómetro Equotip permite trabajar con muestras más pequeñas. Por otro lado, siguiendo las recomendaciones de Day y Goudie (1977) debemos evitar los bordes de las muestras, ya que la energía del rebote puede dispersarse obteniéndose valores más bajos.

2. Contenido en humedad. El contenido en agua en la roca en la zona donde se aplica el impacto puede modificar el valor obtenido con el *esclerómetro*. Sumner y Nel (2002) realizaron un experimento en laboratorio que confirmó que los valores *R* decrecen con el aumento en la saturación en agua de la roca; si bien es la estructura de la roca, y especialmente la porosidad de cada tipo de roca el factor determinante. Recientemente, Viles et al (2010) en un estudio comparativo de las posibilidades del *Equotip* y el *Schmidt Hammer* en estudios geomorfológicos, demostraron que si bien los valores obtenidos con el esclerómetro en areniscas húmedas decrecían en las muestras de roca húmedas, los valores obtenidos con el durómetro no mostraron diferencias significativas.

3. Rugosidad. La rugosidad de la roca suele ser considerada como una fuente de error en la aplicación del durómetro y el esclerómetro, y sin embargo se trata de una característica que suele ser inherente al proceso de alteración. La rugosidad actúa reduciendo la magnitud de los valores del esclerómetro (Williams y Robinson, 1983) y aumentando su dispersión, frente a una superficie pulida del mismo material. En el caso del esclerómetro se debe a que el percutor impacta primero sobre los resaltes, con la consiguiente pérdida de energía, además de que sobre superficies rugosas resulta más difícil estabilizar el aparato. En el caso del Equotip, resulta incluso más complicado estabilizar el dispositivo, de forma que en muchas ocasiones el percutor no consigue impactar sobre la superficie al quedarse demasiado lejos de la misma, o bien tiende a impactar preferentemente sobre los cristales que quedan en resalte. Con el objetivo de evitar las interferencias en las medidas del Schmidt Hammer derivadas de la presencia de irregularidades, Day y Goudie (1977) propusieron en su metodología abrasar las superficies a medir con “carborundum”, nombre comercial de unos discos abrasivos compuestos por sílice y carbón muy duro que se emplea normalmente para el pulido de metales. Han sido muchos los investigadores que han seguido este método (Stephenson y Kirk, 2000; Sumner y Nel, 2002; Stefan et al., 2004; Kennedy y Paulik, 2006; Kennedy y Beban, 2004; Thornton y Stephenson, 2006), utilizando el mencionado carborundum u otros tipos de abrasivos. La utilización de este tipo de abrasivos puede ser recomendable si pretendemos evaluar la resistencia de la roca intacta (Sumner y Nel, 2002; Stefan et al. 2004), pero carece de sentido si lo que nos interesa medir es el grado de alteración (Stephenson y Kirk, 2000),

ya que como ha señalado Goudie (2005) con este método estaríamos eliminando la superficie a estudiar.

Otra forma de reducir la influencia de la rugosidad ha sido la repetición de medidas sobre un mismo punto, de forma que el primer rebote aporta la estimación de la alteración y los siguientes se van aproximando progresivamente al valor de la roca fresca. Esta de impacto continuo ha sido utilizada por diferentes autores (p. ej. Hucka, 1965; Matsukura y Tanaka, 2000; Hayakawa et al., 2008) con el objetivo de estimar otras propiedades de la roca como la UCS, y siguiendo el método de Poole y Farmer (1980) y Matsukura y Aoki (2004), los valores iniciales se eliminan al ser considerados “errores derivados de la alteración o el proceso de impacto”. Matsukura y Aoki (2004) probaron este método con el *Equotip* y el *Schmidt Hammer* tipo L, concluyendo que en ambos casos solamente el primer valor indica la dureza de la capa de alteración, mientras que en los posteriores impactos registran incrementos en los valores R y L hasta estabilizarse.

La rugosidad es por lo tanto una característica de la roca inherente a la alteración y la medida que nos devuelven estos aparatos reproduce la conjunción de ambas características. McCarroll (1990) ha destacado que las diferencias en la rugosidad de la superficie no pueden ser vistas como una fuente de error, lo que limitaría la aplicabilidad, sino que esta rugosidad refleja la influencia de la alteración.

4. Tamaño del grano. Aydin y Basu (2005), han confirmado al aplicar el esclerómetro en rocas con la misma composición mineralógica pero tamaño de grano diferente, se obtienen valores más altos y una menor dispersión en las de grano fino. El tamaño del grano es una característica textural de la roca que también influye en los procesos de alteración, esencialmente porque las rocas con una mayor heterogeneidad en el tamaño del grano presentan discontinuidades cristalinas más marcadas. Como se ha explicado arriba, tanto el durómetro como el *esclerómetro* son sensibles a las variaciones en el tamaño de grano, si bien en rocas con tamaños de grano muy grueso el esclerómetro presenta menos problemas, ya que el mayor diámetro del percutor permite obtener un valor global de la resistencia de la roca, mientras que el menor diámetro del percutor del durómetro permite diferenciar la resistencia individual de los granos e incluso entre los granos y la matriz.

5. Discontinuidades. Las medidas obtenidas con el Schmidt Hammer pueden verse influidas por las discontinuidades de la roca, tales como fracturas, diaclasas o planos de esquistosidad marcados (anisotropía). La anisotropía es un factor importante en la resistencia de la roca y varios estudios (p. ej. Le Pera y Sorriso, 2000) han confirmado que el Schmidt Hammer es sensible a esta propiedad, de modo que los valores R descienden acusadamente cuando la dirección de impacto es normal a los planos. Una de las recomendaciones propuestas por Day y Goudie (1977) para la aplicación del esclerómetro en el campo es que los lugares donde se realice el test no deben estar a menos de 6 cm de una fractura o cavidad, ya que se podrían obtener valores infraestimados. Esta distancia puede parecer en cierta medida arbitraria y hace que el esclerómetro resulte inaplicable en sectores muy fracturados. En el caso del durómetro, la menor energía de impacto le permite hacer una lectura más superficial y por lo tanto menos sensible a la presencia de fracturas.

6. Cobertura biológica: algas, Líquenes y biofilms. Cualquier tipo de cubrimiento, en principio deberá afectar a las lecturas obtenidas con el esclerómetro o el durómetro. En el caso de las coberturas líquénicas, deben evitarse, ya que al impactar sobre ellas se origina una reducción en el rebote. Por otra parte, su eliminación de la superficie de la roca resulta muy difícil sin arrastrar parte de la posible capa de alteración. En superficies con una cobertura muy densa puede resultar útil el durómetro ya que el tamaño milimétrico de su percutor puede impactar en pequeños espacios que queden libres de esta cobertura.

Es posible que las algas y los biofilms afecten también a las medidas realizadas con el Schmidt Hammer y el Equotip, ya que pueden retener humedad y modificar la rugosidad de la superficie, sin embargo, no existen datos que confirmen esta hipótesis.

2.2.2.5. Aplicación del Schmidt Hammer al estudio de las plataformas litorales de Punta Gallín.

2.2.2.5.1. Uso del Schmidt Hammer para el estudio de las costas rocosas. Experiencias previas.

El esclerómetro ha sido utilizado en numerosos trabajos de geomorfología litoral para determinar la resistencia relativa de la roca (Haslett y Curr, 1998; Trenhaile et al., 1996, 1999; Stephenson y Kirk, 2000a, 2000b; Andrade et al., 2002; Dickson, 2005; Dickson et al., 2004; Trenhaile y Kanyaya, 2004; Kennedy y Beban, 2005; Thornton y Stephenson, 2006; Blanco Chao et al., 2006a, 2007; Knight et al., 2009; Chelli et al., 2010; Naylor y Stephenson, 2010). Estas investigaciones pueden dividirse en dos grupos iniciales en función del objetivo de la aplicación del Schmidt Hammer a las costas rocosas: (i) por un lado la estimación simple de la resistencia mecánica de la roca (*overall hardness*), aportada como una medida descriptiva (p.ej. Trenhaile, 1996; Stephenson y Kirk, 2000a; Cruslock et al., 2010; Naylor y Stephenson, 2010), y por otro (ii) el uso de los valores obtenidos con el Schmidt Hammer para explorar los controles geológicos en el desarrollo, evolución y morfología de las plataformas litorales; en este caso, el Schmidt Hammer suele ser la herramienta fundamental del estudio y suelen buscarse relaciones entre los valores obtenidos con el mismo y otras variables (grado de alteración, elevación mareal, tipo de roca, etc.) No resulta sencillo realizar una subdivisión más pormenorizada de este segundo uso del Schmidt Hammer, ya que cuando se emplea como parte de una metodología encaminada a desentrañar el papel de los controles geológicos en las costas rocosas, los autores suelen obtener conclusiones variadas al respecto, y que hacen referencia a uno o varios de los siguientes aspectos: (i) el papel de la alteración en la reducción de la resistencia de la roca (con respecto a la roca fresca) (Trenhaile, 1999; Stephenson y Kirk, 2000b), (ii) la intensidad y los patrones espaciales de los procesos de alteración (Kennedy y Beban, 2005; Blanco Chao et al., 2007; Knight et al. 2009) (iii) la identificación de procesos de erosión, (iv) el papel heredado de las plataformas (Dickson et al., 2004; Trenhaile et al., 1999) o (v) su susceptibilidad erosiva (Dickson et al., 2004). A modo de simplificación, puede argumentarse que estos trabajos se plantean desde dos perspectivas diferentes y que convergen en esa temática de la estimación del papel de los controles geológicos en el desarrollo de las costas rocosas. Por un lado algunos trabajos

(p.ej. Trenhaile, 1999; Stephenson y Kirk, 2000b; Blanco Chao et al., 2007) emplean el Schmidt Hammer para estimar el grado de alteración, como respuesta de la roca a un proceso determinado y que puede mostrar diferencias espaciales en su operatividad a lo largo de la plataforma. Los trabajos de Trenhaile (1999) y Stephenson y Kirk (2000b), mostraron la capacidad del Schmidt Hammer para estimar el grado de alteración en costas rocosas litológicamente homogéneas, y Blanco Chao et al. (2007) dieron un paso más al identificar diferencias espaciales en el grado de alteración a lo largo de la plataforma. Esas diferencias responden, por un lado al efecto de la abrasión que elimina la capa de alteración implicando una mayor resistencia de la roca en los puntos sometidos a este proceso; y por otro a la diferente intensidad de los procesos de humectación-desección en función de la posición mareal (tiempo de exposición) que fue evidenciada por una correlación negativa entre la elevación mareal y la resistencia.

El otro grupo temático está integrado por aquellos trabajos que buscan relaciones entre la resistencia de la roca y la morfología y/o elevación de las plataformas (p.ej. Kennedy et al., 2004, 2011; Kennedy y Beban, 2005; Kennedy y Dickson, 2006; Kennedy, 2010; Thornton y Stephenson, 2006; Naylor y Stephenson, 2010). Conjuntamente, estos trabajos han contribuido a profundizar en la relación entre la resistencia de la roca y la elevación de las plataformas (p.ej. Thornton y Stephenson, 2006), pero también han puesto en evidencia la existencia de procesos de alteración y erosión que implican cambios espaciales en la resistencia de las plataformas desarrolladas sobre litologías homogéneas. Así, Kennedy y Dickson (2006) y Kennedy et al. (2011) encontraron que las costras de hierro implican un aumento de la resistencia medida con el Schmidt Hammer y Blanco Chao et al. (2007) evidenciaron un descenso de la resistencia hacia cotas de marea alta como respuesta a una mayor intensidad de los procesos de humectación-desección y un aumento de los valores del Schmidt Hammer en los puntos sometidos a abrasión; Knight et al. (2009) han encontrado la misma tendencia en la alteración en un sector de la costa NW de Irlanda.

La revisión cronológica de las investigaciones sobre los controles geológicos en el desarrollo de plataformas litorales que emplean el Schmidt Hammer como método principal permite observar como estos trabajos se hacen progresivamente más complejos. En los artículos mencionados más recientes, las líneas entre los conceptos de alteración, herencias, erosión y resistencia se desdibujan. Las interpretaciones obtenidas de la exploración espacial de los valores de resistencia obtenidos permiten defender que si bien el control litológico parece fundamental para explicar la evolución, actual comportamiento erosivo y morfología de las plataformas (sobre todo en contextos litológicos heterogéneos), a este control deben añadirse los procesos heredados, los posibles tipos de alteración o erosión y sus variaciones espaciales en función de factores como la exposición, la elevación mareal o posibles procesos neotectónicos.

Para finalizar esta apartado podemos citar el trabajo de Chelli et al. (2010), que precisamente ejemplifica la complejidad de las interpretaciones alcanzadas con los datos del Schmidt Hammer. Estos autores se proponen evaluar la influencia relativa de la litología y la alteración en la formación de unas plataformas litorales utilizando la resistencia de la roca. Los datos del Schmidt Hammer permitieron concluir que en las plataformas de La Spezia

(Noroeste de Italia) la litología como factor de control, se hace menos significativo al incrementar la alteración de la roca, hasta el extremo de que dos rocas con resistencias iniciales diferentes terminan mostrando valores R similares. Por otro lado, encuentran diferencias entre estaciones con el mismo tipo de roca y diferente tiempo de exposición y determinan que la parte baja de las plataformas presenta una menor resistencia que la parte alta, lo que explican por la mayor intensidad de la alteración en la franja inferior.

El uso del Schmidt Hammer para el estudio de las plataformas rocosas ha contribuido notablemente al debate sobre papel relativo de la alteración y la erosión en el desarrollo de estas formas litorales, y también a esclarecer en qué medida son determinantes los controles geológicos (fundamentalmente la resistencia de la roca) en su desarrollo. Esta revisión bibliográfica también permite dividir los trabajos entre los que identifican una correlación negativa entre la elevación mareal y la resistencia (Blanco Chao et al., 2007; Knight et al., 2009) y los que no la identifican (Thornton y Stephenson, 2006; Chelli et al., 2010), así como entre los que encuentran que en su sector de estudio la resistencia de la roca es un control en la morfología-elevación de las plataformas (p.ej. Thornton y Stephenson, 2006) y los que no encuentran esa relación (p.ej. Trenhaile et al., 1999). En los trabajos llevados a cabo en el NW de la Península Ibérica (Trenhaile et al., 1999; Blanco Chao et al., 2007; Kennedy et al., 2010) se añadió una mayor complejidad al debate sobre los controles geológicos en el desarrollo de las costas rocosas, al considerar los procesos heredados y trazar un modelo evolutivo en el que se incluyen los cambios del nivel del mar cuaternarios, la presencia de acantilados sedimentarios en las formas y procesos actuales sobre las plataformas. Las plataformas litorales de Punta Gallín se presentan como un sector de estudio muy apropiado para continuar con esta línea de investigación sobre los efectos de las herencias en los controles geológicos. Las plataformas objeto de estudio se han desarrollado sobre materiales metamórficos, ligeramente heterogéneos, que presentan una playa de bloques en su sector supramareal y están limitadas en su parte trasera por un acantilado sedimentario que ejemplifica el retroceso de la línea de costa durante la transgresión Holocena. Teniendo en cuenta el estado de la cuestión en el estudio de las plataformas rocosas, con la aplicación del Schmidt Hammer en las plataformas de Punta Gallín hemos pretendido (i) identificar posibles variaciones espaciales en la resistencia de la roca relacionadas con la elevación mareal, (ii) estimar el papel de la litología (tipo de roca y diaclasación) en la morfología de la plataforma, (iii) identificar variaciones espaciales en la resistencia relacionados con procesos heredados y actuales.

Tabla 14. Trabajos que han utilizado el Schmidt Hammer (SH) para estudiar la alteración y/o los controles geológicos en las plataformas litorales. *N* hace referencia al número de rebotes realizados en cada punto de muestreo para caracterizar la resistencia del punto; Los campos en blanco corresponden a información no aportada en los artículos

Autor/es	Localización	Tipo de roca	Tipo de SH	N	Método SH	Crit. Chauvenet	Muestreo
Trenhaile et al., 1996	Hopewell Rocks, New Brunswick, Canada	Conglomerados y areniscas arcosas	-	-	-	-	Puntual
Trenhaile et al., 1999	Costa Atlántica de Galicia, Península Ibérica	Granito	N	.	Day y Goudie (1977)	-	-
Stephenson y Kirk, 2000a	Kaikoura, Nueva Zelanda	Calizas y lutitas	L	50	Day y Goudie (1977)	-	Puntual
Stephenson y Kirk, 2000b	Kaikoura, Nueva Zelanda	Calizas y lutitas	L	50	Day y Goudie (1977)	-	Puntual
Dickson et al., 2004	Lord Howe Island, Mar de Tasmania	Basalto	L	> 10	Day y Goudie (1977) y Selby (1980)	Si	Puntual
Kennedy y Beban, 2005	Wellintong, Nueva Zelanda	Grauvaca	N	-	Day y Goudie (1977) y Selby (1980)	Si	Puntual
Kennedy y Dickson, 2006	Shag Point, Nueva Zelanda	Areniscas y lutitas	L y N	> 10	Day y Goudie (1977) y Selby (1980)	Si	Perfiles
Thornton y Stephenson, 2006	Otway Ranges, SW Victoria, Australia.	Areniscas y limolitas	L	20	-	-	Perfiles transversales a la plataforma
Blanco Chao et al., 2007	Costa Atlántica de Galicia, Península Ibérica	Granito	N	25	Day y Goudie (1977)	Si	Perfiles transversales a la plataforma
Knight et al., 2009	Gweebarra, NW de Irlanda	Granitos	L	-	-	-	Puntual
Naylor y Stephenson, 2010	Marengo (Australia) y Glamorgan, Wales (Reino Unido)	Gravacas y areniscas volcánicas (Marengo) Calizas (Glamorgan)	L	10	Day y Goudie (1977)	-	Puntual
Kennedy, 2010	Middle Harbour, Sydney, Australia	Areniscas cuarzosas	N	> 10	Day y Goudie (1977) y Sleby (1980)	Si	Perfiles
Chelli et al., 2010	La Spezia	Calizas y dolomías	N	25	Day y Goudie (1977)	Si	Puntual

2.2.2.5.2. Aplicación del Schmidt Hammer a las plataformas de Punta Gallín.

En la mayor parte de los trabajos en los que se ha empleado el esclerómetro para el estudio de las plataformas litorales (Tabla 14), el muestreo se efectúa mediante perfiles transversales o de modo puntual en estaciones previamente identificadas (para comparar la resistencia de superficies frescas y alteradas, de superficies expuestas y resguardadas; de superficies a diferentes elevaciones...). Las reducidas dimensiones de las plataformas de Punta Gallín han permitido realizar un muestro detallado con el Schmidt Hammer en forma

de malla (ver imagen superior de la Figura 41). Se ha utilizado un Digi-Schmidt Hammer tipo N, con una energía de impacto de 2207 Nm, en un total de 265 puntos (117 en Gallín I y 148 en Gallín II) distribuidos sobre toda la superficie de las plataformas. En cada punto de muestreo se han realizado 20 medidas de rebote, evitando las zonas con cobertura biológica densa y los sectores húmedos o próximos a grandes discontinuidades. Se han obtenido un total de 5300 valores *R*. Para evitar la presencia de datos anómalos o atípicos derivados de errores en la medida, se ha calculado la media de los 20 valores *R* tomados para cada punto de muestreo utilizando el M-estimador robusto de Huber ($b = 1.28$).

Cada punto fue posicionado por sus coordenadas UTM mediante una estación total Leica TC307 y su elevación mareal determinada respecto a la mínima marea baja astronómica. Cada punto de muestreo se registró mediante una fotografía y se anotó el tipo de roca, la presencia o ausencia de formas de alteración, la presencia o ausencia de procesos de erosión mecánica, así como el tipo (especies y diversidad) y porcentaje de cobertura biológica y la densidad de fracturas, calculadas en 1 m² alrededor del punto de muestro con el Schmidt Hammer. Dada la dificultad de identificación de los tipos de roca en campo, se tomaron muestras que fueron analizadas mediante lámina delgada y microscopio petrográfico. La posición de todos los puntos junto con todas las variables asociadas se introdujeron en el software ArcGis 9.3 lo que permitió realizar análisis espaciales de los datos recogidos.

2.2.2.6. Interpretación de los datos obtenidos con el Schmidt Hammer en las plataformas de Punta Gallín.

En trabajos anteriores en la costa atlántica de Galicia, el estudio de los valores de resistencia obtenidos con el Schmidt Hammer ha permitido identificar patrones espaciales en la eficacia relativa de la alteración mareal y de la abrasión en plataformas rocosas (Blanco Chao et al., 2006; 2007). Sin embargo, un análisis de regresión simple pone de manifiesto la ausencia de correlaciones significativas entre la elevación mareal y los valores *R* del sector de estudio, tanto en los sectores supramareal como intermareal. Este hecho se debe en parte a la complejidad litológica y topográfica y sugiere que la alteración inducida por la marea no es el principal factor responsable de la variabilidad en el grado de resistencia de la roca. Aunque lógicamente existen diferencias significativas entre los valores *R* obtenidos en las cuarcitas masivas y en las cuarzofilitas (Figura 38) el factor litológico resulta igualmente insuficiente para explicar la variabilidad de los datos.

De acuerdo a lo observado en otros sistemas de costas rocosas para-periglaciales y paraglaciales de la costa gallega y del Canal Beagle (Blanco Chao et al., 2006; 2007) se partió de la hipótesis de que, en Punta Gallín, un sistema acantilado sedimentario-plataforma rocosa, la presencia de un depósito sedimentario antiguo pudo haber jugado un papel importante en la dinámica y formas actuales de las plataformas. Para la verificación de la influencia de las variables litológicas, mareal y el papel del depósito antiguo se excluyeron del análisis aquellos puntos correspondientes a las paredes verticales de los acantilados laterales, así como los correspondientes a cicatrices de arranques frescos. Los 96 puntos de muestreo restantes fueron integrados, junto a diversas variables de cada punto, en un sistema de información geográfica, utilizando el software ArcGis 9.3. La aplicación de un

análisis clúster a los datos ha permitido sectorizar estas plataformas en función de sus formas y procesos dominantes. A partir de esta sectorización se plantea una hipótesis de la evolución reciente del sistema acantilado sedimentario-plataforma rocosa objeto de estudio.

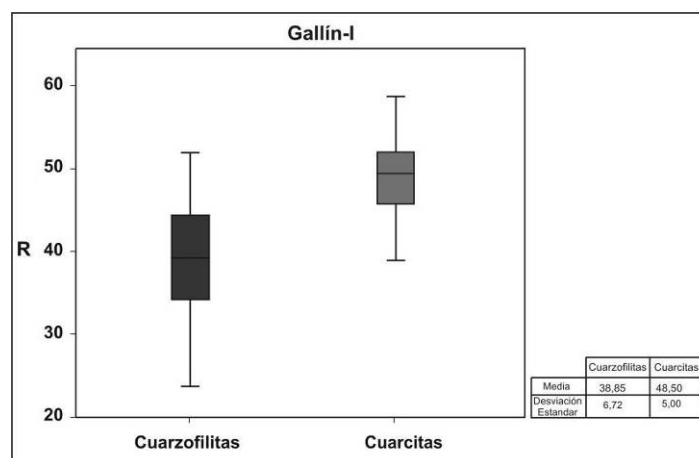


Figura 38. Gráfico de cajas y bigotes de los valores R obtenidos con el esclerómetro para las cuarzofilitas y las cuarcitas. Se ha realizado un test t-Student de diferencia de medias para muestras independientes que ha permitido rechazar la hipótesis nula de igualdad de ambas litologías para un nivel de significación de 0,01.

En las plataformas de Punta Gallín, un análisis de regresión simple pone de manifiesto la ausencia de correlaciones significativas entre la elevación mareal y los valores *R* (Figura 39. Tabla 15). Tanto en Gallín I como en Gallín II se observa una correlación positiva en los sectores intermareales ($r = 0.17$ en ambos casos), mientras que en los supramareales la correlación es negativa en Gallín I ($r = -0.17$) y positiva en Gallín II ($r = 0.42$). Las diferencias entre ambos sectores, y la debilidad de las correlaciones pueden deberse en parte a la complejidad litológica y topográfica y sugiere que la alteración inducida por la marea no es el principal factor responsable de la variabilidad en el grado de resistencia de la roca. De igual modo, si bien lógicamente existen diferencias significativas entre los valores *R* obtenidos en las cuarcitas masivas y en las cuarzofilitas (Figura 38) el factor litológico resulta insuficiente para explicar la variabilidad de los datos.

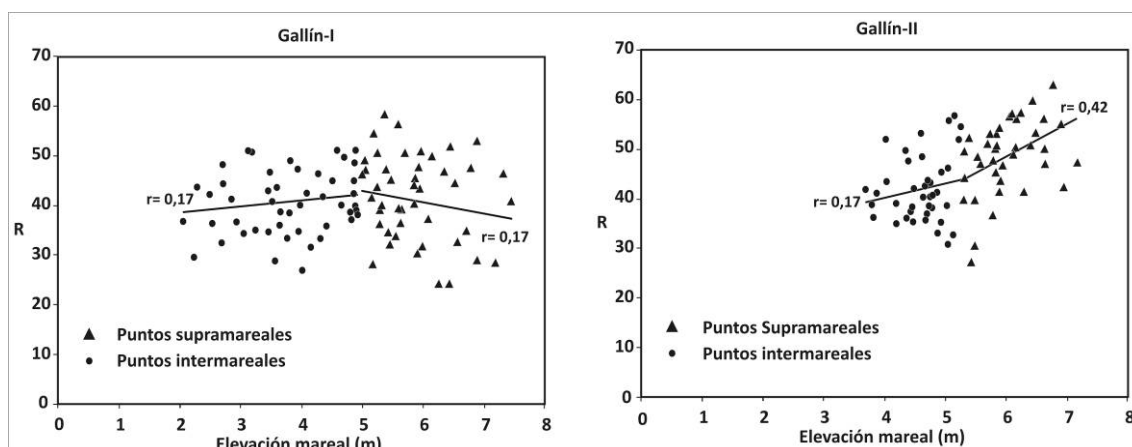


Figura 39. Gráficos de correlación entre los puntos de muestreo situados en las zonas intermareal y supramareal para GA-I y GA-II.

Tabla 15. Parámetros estadísticos de los valores *R* en los sectores intermareales y supramareales.

	GALLÍN I		GALLÍN II	
	Intermareal	Supramareal	Intermareal	Supramareal
Media	41.17	41.41	22.6	26.2
Mediana	40.77	42.48	17.35	3.5
Máximo	51.88	58.41	56	62.75
Mínimo	27.33	23.92	2.77	3.77
Desv. Estándar	6.38	8.78	19.75	22.58
Coef. correl. (<i>r</i>)	0.17	-0.17	0.17	0.42

El Análisis Clúster o análisis de conglomerados es una técnica estadística multivariante cuya finalidad es dividir un conjunto de objetos en grupos, de forma que las propiedades de los objetos en un mismo grupo sean muy similares entre sí y diferentes a los de los restantes grupos. En este trabajo esta técnica ha sido utilizada para probar si los datos de resistencia obtenidos con el esclerómetro podían conducir a una zonación de la plataforma en función de la elevación mareal y de la distancia al depósito, entendiendo que esas son las principales variables de variación de la alteración en la plataforma y por lo tanto de la resistencia. La variable *distancia al depósito* se ha incluido al considerar que vinculado al retroceso del mismo durante la transgresión holocena han podido desarrollarse procesos de abrasión o alteración subaérea. La variable “elevación mareal” se calculó a partir de los datos de altura obtenidos con la estación total y la distancia de cada punto al depósito se obtuvo con la herramienta *proximity*, incluida en las herramientas de análisis de ArcGis 9.3, previa digitalización del frente actual del depósito.

El análisis clúster realizado (mediante el software SPSS v.15), es el sistema de *k-medias*, especialmente indicado para grandes tablas de datos. En este tipo de clusterización es necesario definir previamente al análisis el número de grupos que se desea obtener, lo que normalmente supone hacer distintas pruebas para decidir la solución adecuada. El algoritmo de *k-medias* define un centro de gravedad de cada aglomerado en función de las medias de las observaciones de cada variable en los individuos del grupo, haciendo mínima la suma de desviaciones cuadráticas de las distintas observaciones respecto al centro, y

máxima la suma de desviaciones cuadráticas entre los centros de gravedad de los distintos grupos. Se trata de un algoritmo secuencial que parte de medias arbitrarias (o definidas por el investigador) y va contrastando la varianza residual, a la vez, que reasigna individuos a cada grupo hasta que no sea posible mejorar el criterio. Como las medidas de distancia son sensibles a la diferencia de escalas o de magnitudes hechas entre variables es necesaria la estandarización de datos para evitar que las variables con una gran dispersión tengan un mayor efecto en la similaridad. La estandarización de los datos se realizó mediante el cálculo de los *z scores*, que expresan el número de desviaciones típicas que cada valor se aleja de su media.

El resultado permitió identificar 3 grupos homogéneos de puntos de muestreo en la plataforma occidental (GA-I) y 2 grupos en la oriental (GA-II) (Figuras 40, 42, 43, tabla 16). En GA-I el Grupo 1 presenta los valores R medios más altos, una elevación mareal media de 4.40 m y corresponde al sector oriental de la plataforma, donde afloran las cuarcitas masivas, cuya resistencia compresiva es superior a la de las cuarzofilitas (Figura 38). Presenta una morfología rugosa, controlada por la disposición de los estratos y el patrón de fracturación y muy probablemente derivada de procesos de arranque antiguos, ya que los bordes de la roca aparecen casi siempre redondeados. Actualmente, y dado el grado de atenuación del oleaje antes mencionado, los procesos de arranque están prácticamente limitados a los sectores más externos de la plataforma, no observándose apenas cicatrices recientes. Sin embargo, durante eventos de tormenta la energía del oleaje es suficiente para movilizar los clastos del borde externo de la playa, donde pueden observarse evidencias de actividad abrasiva en una estrecha franja. La ausencia de arranques actuales, junto a la existencia de bordes redondeados en la roca podría sugerir que se trata de una morfología en parte heredada, similar a la observada en otros sectores de la costa gallega, y vinculada a etapas recientes de retroceso del acantilado sedimentario y a la migración hacia tierra de la playa (p.ej. Blanco Chao et al., 2007).

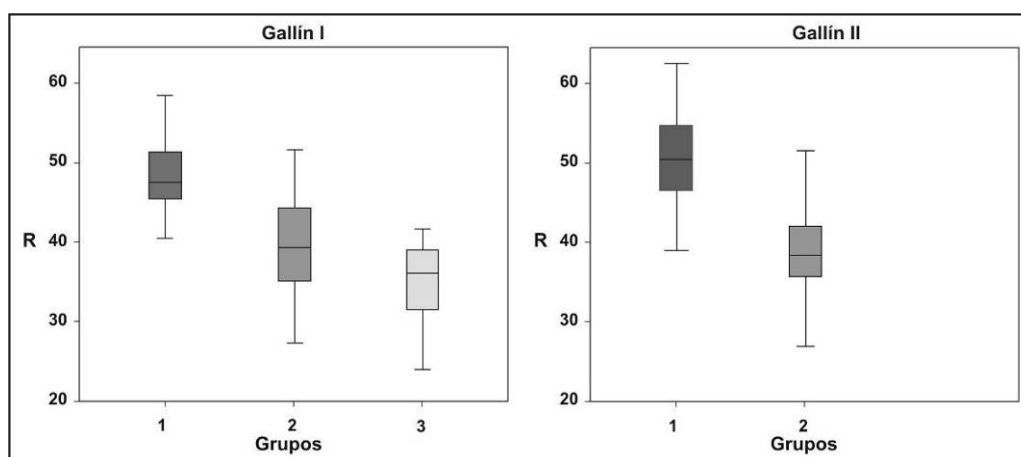


Figura 40. Valores R de cada uno de los grupos identificados a partir del análisis clúster. En Gallín I se han identificado tres grupos estadísticamente diferentes correspondientes a tres sectores de la plataforma en los que dominan procesos diferentes. En Gallín II se delimitaron dos sectores en base a dos grupos de puntos que responden a procesos semejantes a los grupos 1 y 2 de Gallín I. Para probar la diferencia de medias entre los grupos distinguidos con el análisis clúster de k-medias se realizó un test de ANOVA y Tukey-b en Gallín I y el test de Mann-Withney en Gallín II, obteniendo en ambos casos p-valores inferiores a 0.001.

El Grupo 2 (Figura 42) engloba a los puntos de muestreo de la franja intermareal actual, situados por debajo de la cota mareal de 4.5 m y a mayor distancia del frente del acantilado sedimentario; este sector presenta abundantes formas de alteración y una densa cobertura biológica de especies propias del intermareal (p.ej. *Monodonta* sp., *Littorina* sp., *Chathmalus* sp.) El Grupo 3 incluye los puntos de muestreo situados en el sector de mayor elevación mareal media (5.72 m), en la base del tramo occidental del acantilado sedimentario. En este sector la superficie de la roca se caracteriza por la presencia de formas de alteración de las cuarzofilitas, (Figura 42, GA-I. Sector 3) que se manifiesta como una patina rojiza en la superficie de los estratos o en los planos de diaclasado, bajo la que aparece una capa de color blanquecino. Estas capas están casi intactas justo al pie del depósito GAdep-I, mientras que presentan un grado de lavado y erosión creciente al descender hacia las cotas afectadas por las mareas altas. La correlación negativa existente entre los valores R y la elevación mareal ($r = -0.413$, $p\text{-valor} = 0.02$) de los puntos del Grupo 3 demuestra un descenso de la resistencia de la roca desde las cotas afectadas por la marea hacia el frente del depósito.

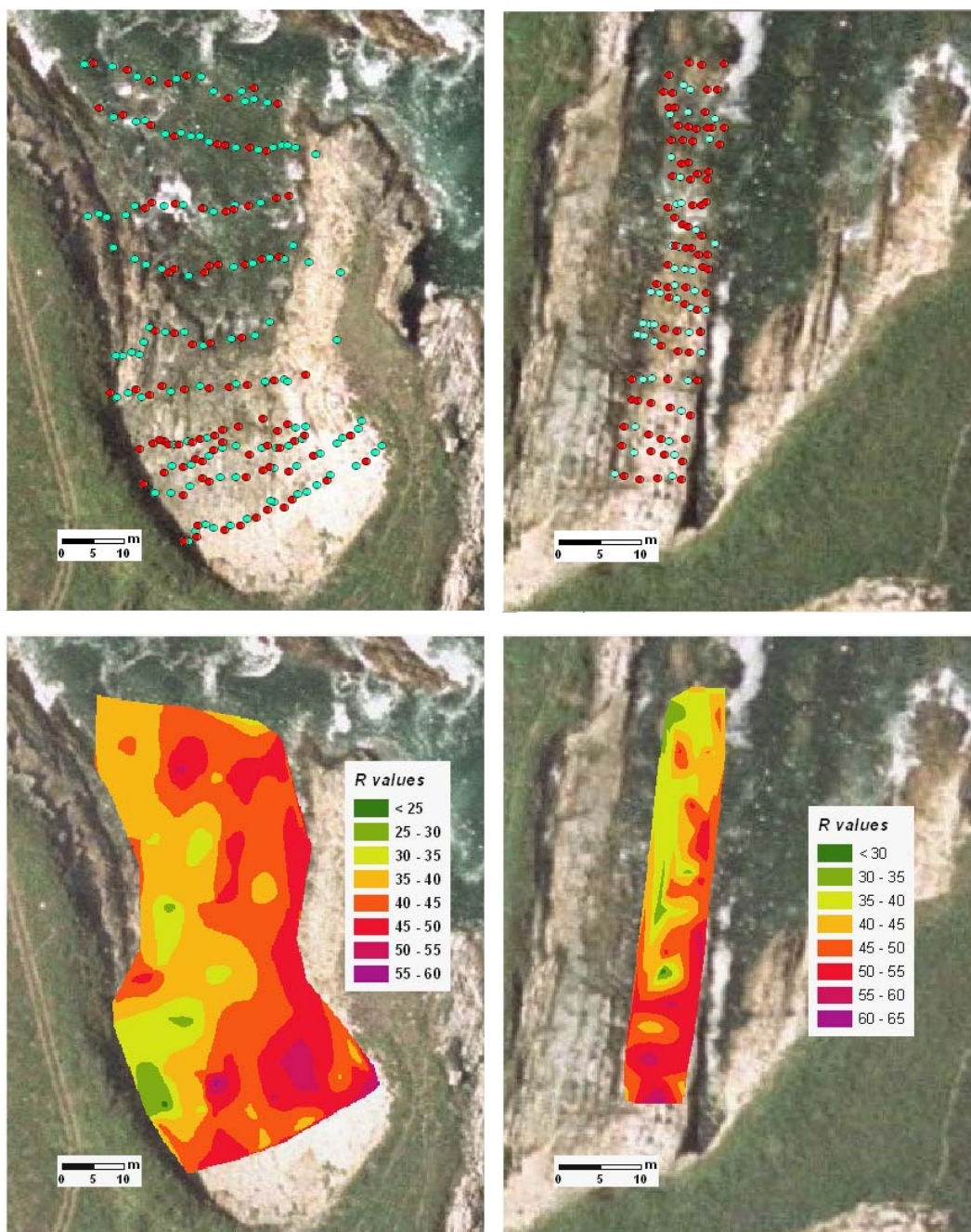


Figura 41. Arriba, distribución de los puntos topográficos y puntos de aplicación del esclerómetro en GA-I y GA-II. Abajo, modelo digital interpolado de los valores *R* en Gallín-I y Gallín-II.

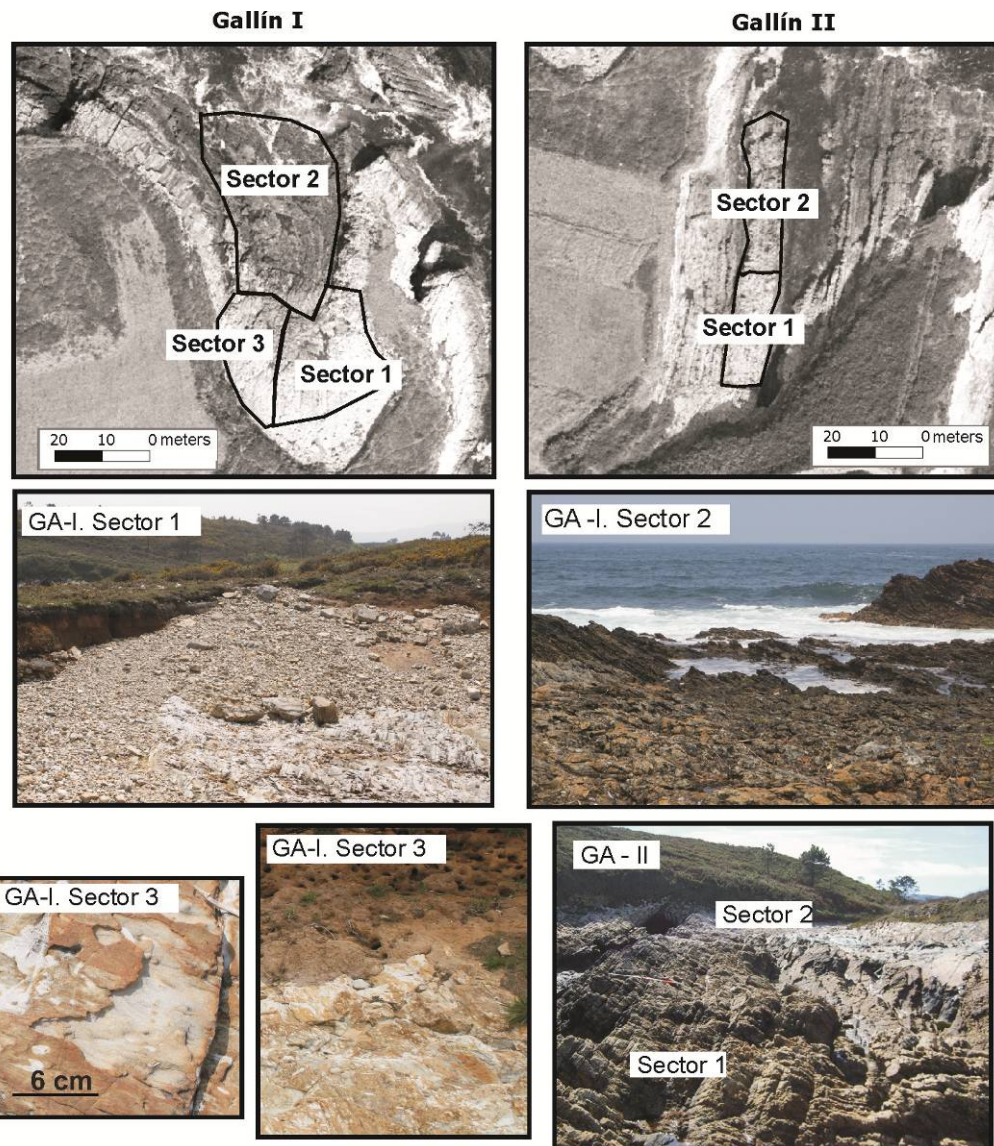


Figura 42. Sectores de las plataformas Gallín I y Gallín II obtenidos a partir del análisis clúster de k-medias utilizando las variables resistencia de la superficie de la roca (R), distancia al frente actual de depósito y elevación mareal.

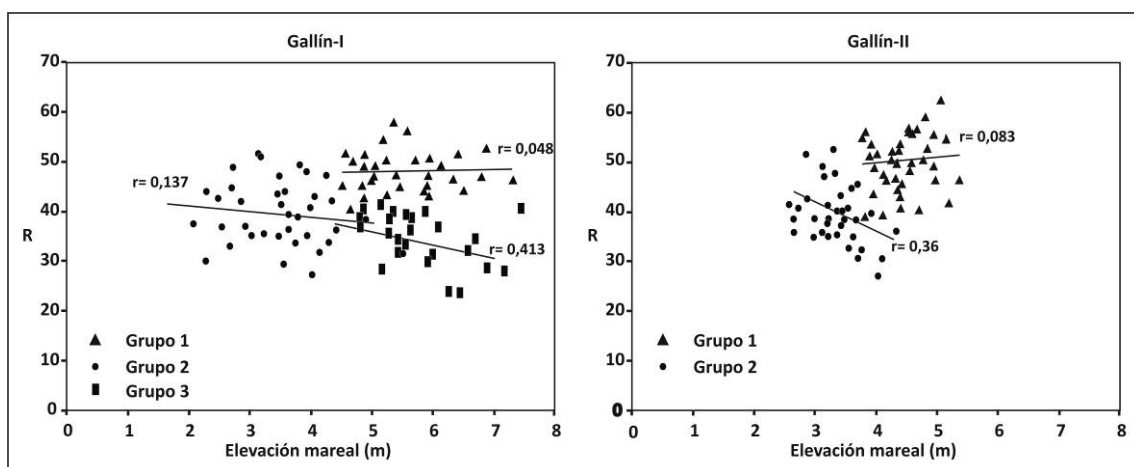


Figura 43. Correlación entre la elevación mareal y la resistencia de la roca (R) medida con el esclerómetro para cada grupo clúster.

Tabla 16. Características de los sectores distinguidos en las plataformas para cada grupo.

	GA-I			GA-II	
	Grupo 1	Grupo 2	Grupo 3	Grupo 1	Grupo 2
Anchura (m)	24	27.20	12	10.23	8.40
Longitud (m)	20.65	43	29	38.50	23.78
Elevación mareal media (m)	5.51	3.54	5.72	4.48	3.47
R medio	48.23	39.62	35.53	50.30	39.37
Litología	Cuarcitas	Cuarzofilitas	Cuarcitas y cuarzofilitas	Cuarcitas	Cuarcitas
Pendiente (grados)	4	1	5	3	2

El gradiente en la resistencia y en el grado de lavado de la capa alterada sugiere que se trata de un proceso de exhumación reciente de la superficie de la roca. El estudio detallado de los procesos de alteración química sobre las plataformas de Gallín no forma parte de los objetivos de este trabajo, sin embargo se han identificado formas de alteración en la plataforma GA-I cuya caracterización ha permitido verificar algunas de las hipótesis de evolución del sector. En este caso, un proceso de alteración química no relacionado con procesos marinos, es el factor que determina la resistencia medida en un sector de la plataforma, y por lo tanto explica en gran medida su respuesta geomorfológica ante los procesos actuales.

Las formas de alteración química que se describen a continuación se localizan principalmente en el área correspondiente al Grupo 3 de la plataforma GA-I identificado mediante el análisis clúster, aunque también aparecen en algunas zonas de los acantilados anexos a la plataforma, por encima de la línea de las mareas altas vivas, así como en muchos de los cantos que forman la parte superior del nivel Sob2 del depósito GAdep-I (Figura 75, Figura 44). Para su caracterización se han estudiado láminas delgadas, secciones transversales de roca en el Microscopio Electrónico de Barrido EVO LS 15 y difracción de rayos X. Los análisis se realizaron en las unidades de Rayos X y Microscopía Electrónica de la Red de Infraestructuras de apoyo a la Investigación y al Desarrollo Tecnológico (RIAIDT) de la Universidad de Santiago de Compostela. Con estas técnicas se han buscado diferencias en la composición química de las tres superficies que aparecen en las cuarzofilitas afectadas por este tipo de alteración. Los resultados de difracción de rayos X (Figuras 46 y 47) muestran un menor contenido en caolinita, clorita y moscovita en la superficie blanquecina (PLAB), con respecto al núcleo fresco (PLAN) y la capa anaranjada (PLAO). La capa anaranjada (PLAO) muestra el menor contenido en plagioclasa de las tres superficies analizadas. La parte anaranjada son óxidos de hierro amorfos que tiñen el resto de minerales.

Lauriol et al. (1997) han estudiado este tipo de formas de alteración en terrazas de crioplanación desarrolladas sobre cuarcitas. Basándonos en sus resultados, hemos interpretado que las superficies blanquecinas responden a un proceso de desferrificación de los silicatos presentes en la roca (principalmente clorita, moscovita y biotita) y las rojizas a la migración de hierro por capilaridad. Parte del hierro que forma las superficies rojizas puede provenir de la propia alteración de los silicatos presentes en la roca o bien proceder de fuentes externas. En este proceso, la presencia de planos de estratificación en las cuarzofilitas puede ser un factor que favorezca la precipitación del hierro formando costras, ya que en las cuarcitas no llegan a desarrollarse costras, sino simplemente pátinas

anaranjadas en la parte superficial de la roca. De acuerdo a Lauriol et al. (1997), este tipo de alteraciones se debe a dos procesos geoquímicos diferenciados que afectan a las cuarcitas frescas: (i) primero, la clorita y otros silicatos se alteran (la clorita se altera y da lugar a sericita). Esta transformación implica un cambio de color de las cuarzofilitas del verdoso al blanco e incrementa la porosidad de la roca, proceso que según Lauriol et al. (1997) se desarrolla más favorablemente bajo condiciones ácidas. El segundo mecanismo de alteración implica el desarrollo de las capas rojizas, que interpretan como hierro reintroducido en forma soluble en la roca a través de fracturas o planos de estratificación. En el caso de Punta Gallín, el estudio de láminas delgadas de las cuarcitas y cuarzofilitas ha mostrado la presencia de óxidos de Fe en las fracturas de la roca y alrededor de los espacios intragranulares.



Figura 44. Gravas de cuarzofilita en el depósito GA-VII. La fotografía corresponde a la parte superior del nivel Sob2 (Tabla 31). Algunos cantos muestran costras de hierro muy bien definidas.

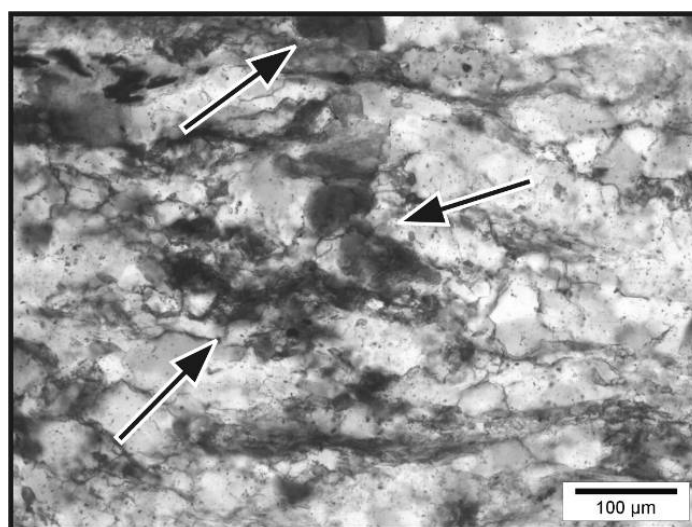


Figura 45. Fotografía con luz natural de una lámina delgada del substrato bajo el depósito Gadep-I-I. Los granos oscuros, algunos señalados con una flecha, son minerales del grupo de clorita que han sufrido un proceso de desferrificación.

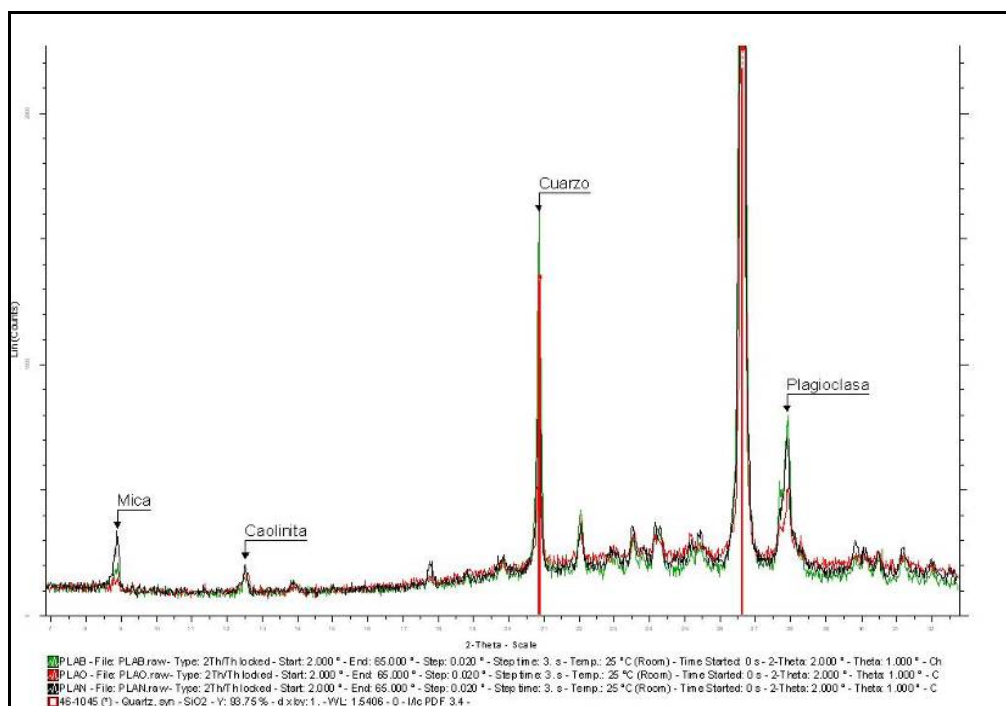


Figura 46. Resultados de la difracción de Rayos X en una de las muestras obtenidas en la base del depósito Gadep-I, sector 3 de la plataforma GA-I.

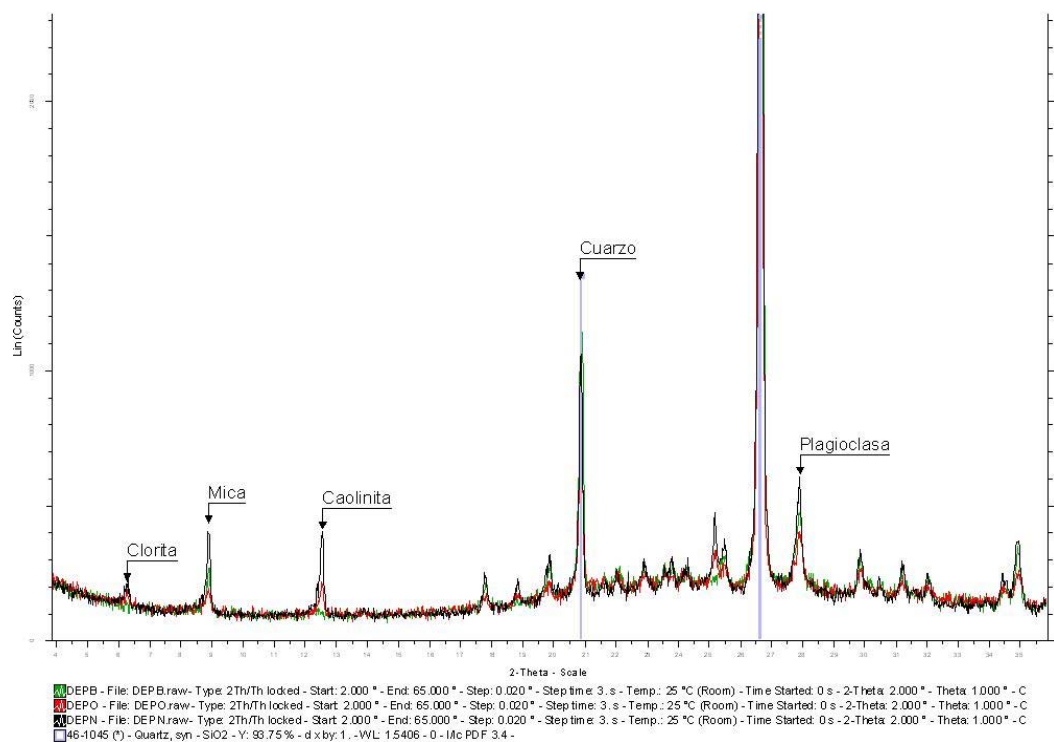


Figura 47. Resultados de la difracción de Rayos X en una de las muestras obtenidas en la base del depósito Gadep-I, sector 3 de la plataforma GA-I.

El proceso descrito sugiere que los cambios químicos involucrados en la alteración de los silicatos convierten a las cuarcitas y cuarzofilitas en un material cada vez menos resistente (más poroso), aunque a su vez la formación de costras de Fe puede suponer un incremento de la resistencia superficial de la roca protegiéndola de procesos de erosión o alteración (Figura 48).

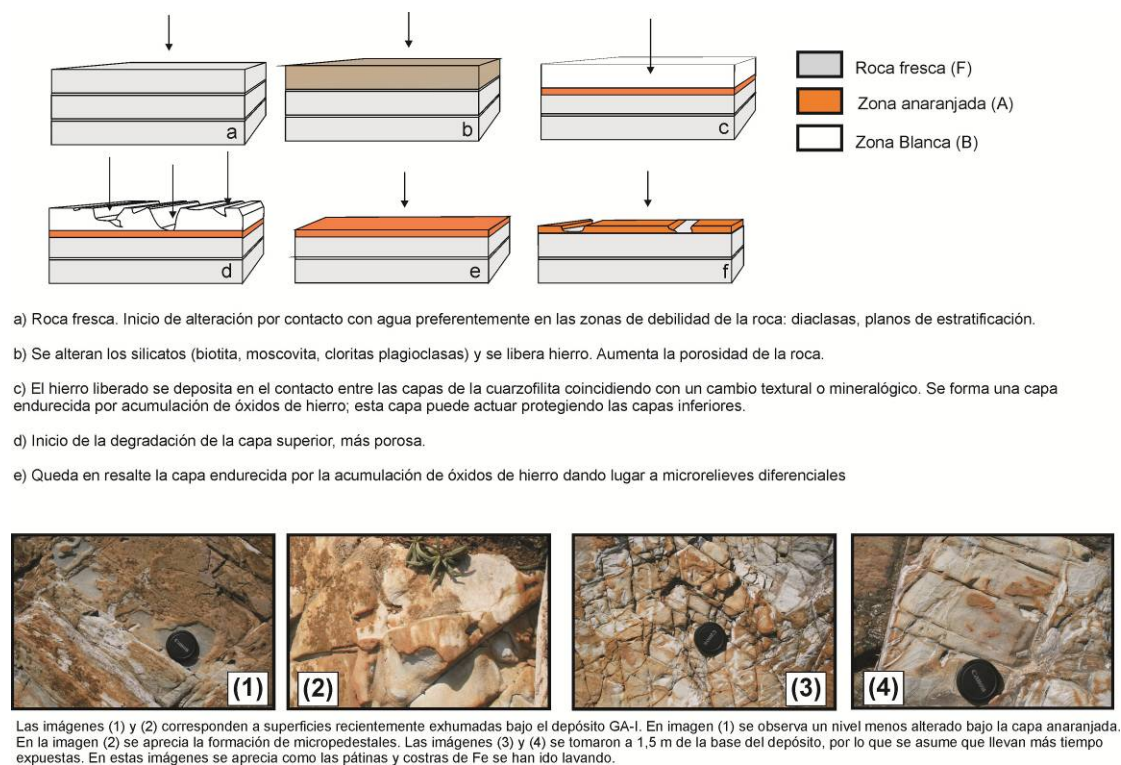


Figura 48. Posible modelo formativo de las formas de alteración sobre cuarzofilitas en el sector 3 de la plataforma GA-I

En Punta Gallín este tipo de alteraciones presentan una cierta diversidad en la cual la presencia de planos de estratificación y diferencias texturales y/o mineralógicas en las capas que forman las cuarzofilitas son los principales factores de variación. A grandes rasgos distinguimos dos tipos de formas relacionadas con este tipo de alteración:

(i) Por un lado, en las cuarcitas más masivas y las filitas de GA-II-W predomina la presencia de pátinas que tiñen la roca de tonalidades rojizas, más intensas en las diaclasas y microfracturas. Para buscar diferencias en la resistencia de ambas superficies hemos aplicado el Equotip en las superficies con pátinas y en las superficies anexas sin pátinas en cuarcitas masivas de GA-I y en las cuarzofilitas de GA-I. Se han obtenido 10 puntos de muestreo en las pátinas y 10 puntos de muestro en la superficie sin pátina. Cada punto de muestro corresponde la media obtenida de 10 valores L obtenidos sin repetir la medida en el mismo punto. La aplicación de la versión robusta de la prueba T para muestras independientes con el software de tratamiento estadístico R, mostró que no existen diferencias significativas entre la resistencia de ambas superficies ($p\text{-valor} > 0.05$).

(ii) Preferentemente en las cuarzofilitas, caracterizadas por la presencia de planos de estratificación que suelen coincidir con acumulaciones de silicatos, llegan a desarrollarse

costras de hasta 5 mm en la superficie de la roca de colores rojizos y ocres que causan un endurecimiento de la roca y un micro-relieve diferencial (las superficies endurecidas quedan en resalte) (Figura 48, tabla 17). Este tipo de morfología tiene su mejor desarrollo en la plataforma GA-I, en la base del depósito GAdep-I, en el sector 3 de la zonificación obtenida mediante el análisis clúster.

Para comprobar las diferencias en la resistencia se aplicó el durómetro Equotip en la roca fresca (F), la superficie blanquecina (B) y en la costra anaranjada (N). En cada superficie se obtuvieron 50 valores de resistencia, que son el resultado del cálculo de la media de 10 valores *L* por punto de muestro registrados sin repetir la medida en el mismo punto. La aplicación de un test ANOVA de un factor para la comparación de más de dos muestras independientes, mostró que existen diferencias significativas entre las 3 superficies (*p*-valor < 0.001). Los test *post-hoc* de Scheffe y de Tukey mostraron que la dureza de la superficie blanquecina estimada con el Equotip es significativamente inferior a la dureza de la superficie rojiza y la roca fresca (*p*-valor= 0.01) mientras que la superficie rojiza y la roca fresca no mostraron diferencias significativas.

Tabla 17. Estadísticos descriptivos de los valores obtenidos con el Equotip sobre las superficies anaranjadas (N), blanquecinas (B) y las verdosas-grisáceas, que consideramos menos alteradas (F).

superficie	media	Desviación estándar	Mínimo	Máximo
B	375	90.3	260	502
N	523	25.3	479	565
F	501	22.0	480	570

En la plataforma oriental GA-II el análisis clúster permitió identificar dos sectores diferenciados, ambos sobre el mismo afloramiento de cuarcitas (Figuras 40, 42, 43, tabla 15). El Grupo 1 se corresponde con el sector con los valores *R* más altos, situado entre las cotas mareales 3.79 y 5.16 m y con una morfología progresivamente más marcada por la diaclasación y la estratificación hacia las cotas mareales más altas, aunque hacia el borde externo de la playa actual de cantos se observan puntualmente morfologías redondeadas. El Grupo 2, de forma similar a GA-I, corresponde a los puntos intermareales, situados entre las cotas de marea de 2.77 y 4.44 m y con valores *R* más bajos. La superficie de la roca presenta un aspecto más irregular, con algunas formas de alteración ruiformes y presencia de cicatrices de arranque puntuales. Se ha encontrado una correlación positiva muy débil entre los valores *R* del grupo 1 y la elevación mareal (*r* = 0.083, *p*-valor = 0.36), que podría responder a la existencia de mecanismos de abrasión en las cotas más altas. En el Grupo 2 se aprecia una correlación negativa significativa entre los valores *R* y la elevación mareal (*r* = -0.36, *p*-valor = 0.01), sugiriendo la existencia de una mayor alteración de la superficie de la roca hacia las cotas de marea alta.

El análisis clúster de los datos de las plataformas ha permitido distinguir en ambas dos grupos de características semejantes. Tanto en GA-I como en GA-II existe un grupo de puntos que engloba los sectores con una resistencia más elevada (Grupo 1) que en ambos casos se corresponde con estaciones de muestreo mayoritariamente supramareales. Por el contrario, en los sectores intermareales (Grupo 2) de ambas plataformas los valores *R* obtenidos presentan una correlación negativa con la elevación mareal, tendencia que

sugiere un papel más importante de la alteración inducida por la marea, si bien con importantes diferencias en la fortaleza de la correlación entre ambas plataformas. Aunque podría pensarse en factores de orden litológico, la similitud de los estratos en ambas plataformas apunta a que estas diferencias pueden encontrarse más en función de la evolución reciente, concretamente el tiempo de exposición a los ciclos mareales y a la efectividad de los procesos de erosión mecánica durante la transgresión Holocena.

2.2.3. Formas y procesos en las plataformas de Punta Gallín y su relación con los controles litológicos y estructurales

Como ya se ha señalado, la elevación mareal marca los límites de la efectividad de los procesos de alteración y erosión sobre las plataformas y por lo tanto puede ser considerada como una variable de la resistencia de la roca. Trabajos como los de Kanyaya y Trenhaile (2005) y Stephenson y Kirk (2000b) han mostrado que existe una tendencia en la intensidad de los procesos de alteración con relación a la elevación mareal; sin embargo, esta tendencia puede quedar enmascarada por la variabilidad de los controles litológicos, de modo que cada tipo litológico tiene una respuesta diferente a un mismo proceso de alteración. Además, los distintos tipos de roca pueden presentar alteraciones heredadas o bien reminiscencias de procesos erosivos (Blanco Chao et al, 2003). Con el fin de obtener una visión más completa de los procesos y factores de alteración y erosión sobre las plataformas de punta Gallín, y dado que existe una cierta heterogeneidad litológica, se han estudiado también otras variables de la resistencia: diaclasación, tipo de roca y grado de alteración en cada punto de muestreo. Por otro lado, la densidad de la cobertura biológica y las especies presentes en cada punto se han incluido como variables indicativas de los procesos de erosión-abrasión sobre las plataformas y de la elevación mareal, al ser los tiempos de exposición el principal limitante ecológico que determina el tipo de cobertura biológica.

2.2.3.1. Controles litológicos: tipo de roca y densidad de fracturación.

La naturaleza, intensidad y eficacia de los procesos de erosión y alteración están muy influenciadas por la estructura y petrología del substrato. En rocas sedimentarias y metasedimentarias, la estructura y geometría de las plataformas está en gran parte determinada por el buzamiento, potencia y propiedades de los estratos, así como por la densidad de fracturación. Como ya se ha mencionado, las plataformas de Punta Gallín se han desarrollado sobre materiales metamórficos pertenecientes a la Serie de los Cabos, caracterizada por la alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras. Las rocas que afloran en las plataformas estudiadas pueden caracterizarse como rocas metasedimentarias de metamorfismo de grado bajo; las diferencias más evidentes entre los diferentes estratos vienen dados por la presencia o ausencia de foliación y por el contenido en filosilicatos. Estos dos criterios nos han permitido distinguir tres tipologías litológicas: cuarcitas, cuarzofilitas y areniscas cuarzosas. Las cuarcitas se caracterizan por su elevado contenido en cuarzo (más del 95 %), aspecto masivo y colores claros. Bajo la denominación de cuarzofilitas se agrupan aquellas rocas caracterizadas por la alternancia de niveles filíticos y niveles más cuarcíticos. La diferencia fundamental entre ambos estratos reside en el contenido en

silicatos y feldespatos y también en cambios texturales referentes al tamaño de grano y a la presencia de determinadas estructuras de deformación como las crenulaciones que aparecen en algunos de los estratos de cuarzofilitas. Por su tamaño de grano pueden ser clasificadas como lutitas o pelitas. Presentan colores claros, con abundantes patinas de colores anaranjados y en algunos de los niveles que afloran en GA-I coloraciones verdosas por el alto contenido en clorita. Estos estratos pueden presentar diferente potencia, pero en general no superan los 2 cm. Estas rocas presentan un marcado clivaje que suele coincidir con la presencia de silicatos orientados. Por último, el grupo litológico que hemos denominado de modo genérico como areniscas cuarzosas, presentan un color gris azulado, y sus componentes mayoritarios son el cuarzo, el feldespato y abundantes micas.

En cada punto de muestro de la resistencia con el esclerómetro se registró el tipo de roca, se cuantificó la densidad de fracturas y la cobertura biológica utilizando una malla de 50 x 50 cm. Las tablas 18, 20 y 21 muestran los principales estadísticos descriptivos para las variables *diaclasación*, *cobertura biológica*, *elevación mareal* y *resistencia* para cada tipo de roca y en cada plataforma.

En GA-I, el test de Mann-Withney (Tabla 19) confirmó que existen diferencias significativas (p -valor < 0.01 en todos los contrastes) entre los tipos de roca para las cuatro variables. Las cuarcitas son el grupo litológico con mayor densidad de fracturación. En cuanto a la cobertura biológica, el mismo test demuestra que existen diferencias significativas entre las cuarcitas y las cuarzofilitas (p -valor = 0.1), lo que se explica porque las cuarzofilitas ocupan principalmente el sector intermareal. La elevación mareal y la resistencia, muestran valores significativamente diferentes (p -valor < 0.001) entre las cuarzofilitas y las cuarcitas, lo que también se relaciona con la distribución espacial de estos tipos litológicos en las plataformas.

Tabla 18. Estadísticos descriptivos para diferentes variables separadas por grupos litológicos en GA-I

<i>GALLÍN I</i>		<i>N</i>	<i>Media</i>	<i>Desv. típica</i>	<i>Mín</i>	<i>Max</i>
Diaclasas	Cuarcita	40	24.2	17.4	6	70
	Cuarzofilita	74	10.3	8.7	0	50
	Total	114	15.2	14.1	0	70
Cobertura biológica (%)	Cuarcita	40	21.7	31.9	0	90
	Cuarzofilita	74	29.9	32.8	0	100
	Total	114	27.0	32.6	0	100
Elevación mareal (m)	Cuarcita	40	5.7	1.4	2.3	8.7
	Cuarzofilita	74	4.5	1.2	2.1	7.3
	Total	114	4.9	1.4	2.1	8.7
Resistencia (Valores R)	Cuarcita	40	43.5	7.8	23.9	58.4
	Cuarzofilita	74	40.6	6.9	24.0	52.5
	Total	114	41.6	7.3	23.9	58.4

Tabla 19. Pruebas robustas de igualdad de las medias en GA-I

	<i>Diaclasación</i>	<i>Cobertura biológica</i>	<i>Resistencia (SH)</i>	<i>Elevación mareal (m)</i>
U de Mann-Whitney	586.5	1147.5	1141	693
Z	-5.33	-2.00	-2.01	-4.67
p	0.00	0.05	0.04	0.00

Tabla 20. Estadísticos descriptivos para diferentes variables separadas por grupos litológicos en GA-II-W

GALLÍN II-W		N	Media	Desviación típica	Mínimo	Máximo
Diaclasas	cuarcita	14	12.2	7.1	3.0	27.0
	Arenisca cuarzosa	16	8.2	4.9	3.0	20.0
	Total	30	10.1	6.3	3.0	27.0
Cobertura biológica (%)	cuarcita	14	12.7	15.2	0.0	45.0
	Arenisca cuarzosa	16	2.1	4.9	0.0	20.0
	Total	30	7.1	12.0	0.0	45.0
Elevación mareal (m)	cuarcita	14	4.9	0.5	4.1	6.2
	Arenisca cuarzosa	16	4.6	0.4	4.0	5.5
	Total	30	4.8	0.5	4.0	6.2
Resistencia(unidades independientes)	cuarcita	14	44.2	8.9	25.7	55.4
	Arenisca cuarzosa	16	41.4	5.2	29.8	48.4
	Total	30	42.7	7.2	25.7	55.4

La plataforma occidental de GA-II (GA-II-W), presenta una mayor uniformidad litológica y sólo se han distinguido dos tipos de roca: cuarcitas y areniscas cuarzosas; la prueba *U* de Mann-Whitney confirmó que existen diferencias significativas entre ambos grupos litológicos en la variable diaclasación (p-valor =0.039) y cobertura biológica (p-valor =0.028); la mayor cobertura biológica de las cuarcitas se explica porque algunos de los puntos muestreados afloran en las cotas mareales más elevadas y protegidas y presentan tasas de recubrimiento por líquenes cercanas al 40 %.

En la plataforma oriental de GA-II (GA-II-E) la prueba *U* de Mann-Whitney confirmó que existen diferencias significativas en la elevación mareal de las areniscas del canal y las cuarcitas de la plataforma (p-valor < 0.001). En cuanto a la cobertura biológica, los porcentajes son significativamente diferentes entre las areniscas y las cuarcitas (p-valor < 0.001), lo cual es comprensible ya que los puntos del canal pertenecen a las zonas mesolitoral baja y media.

Tabla 21. Estadísticos descriptivos para diferentes variables separadas por grupos litológicos en GA-II-E

GALLÍN II-E		N	Media	Desviación típica	Mínimo	Máximo
Diaclasas	Plataforma (cuarcitas)	87	12.66	5.26	4	32
	Canal (areniscas)	11	12.55	5.37	6	20
	Total	98	12.65	5.25	4	32
Cobertura biológica (%)	plataforma	87	5.85	7.68	0	45
	Canal (areniscas)	11	45.45	37.58	5	90
	Total	98	10.30	18.86	0	90
Elevación mareal (m)	Plataforma (cuarcitas)	87	3.83	0.75	1.234	5.373
	Canal (areniscas)	11	1.28	0.28	0.815	1.807
	Total	98	3.55	1.08	0.815	5.373
Resistencia (unidades independientes)	Plataforma (cuarcitas)	87	43.19	8.46	21.64	62.75
	Canal (areniscas)	11	39.13	7.91	30.35	56.03
	Total	98	42.74	8.46	21.64	62.75

Tabla 22. Test de Mann-Whitney para la evaluación de la elevación mareal, la resistencia, la diaclasación y la elevación mareal respecto a la posición en plataforma o el canal en la plataforma en GALLÍN-II-E. U= Parámetro de Mann-Whitney, Z= Valor crítico, p=probabilidad

	<i>Diaclasación</i>	<i>Cobertura biológica</i>	<i>Resistencia (SH)</i>	<i>Elevación mareal (m)</i>
U de Mann-Whitney	459.5	101	338	6
Z	-0.2	-4.3	-1.6	-5.3
p	0.8	0.0	0.1	0.0

2.2.3.2. Grado de alteración y formas asociadas

La litología ejerce un control crítico en la efectividad, tipo y ratio de alteración. Fairbridge (2005) definió tres tipologías litológicas en función del grado de alteración en ambientes costeros:

1. Rocas masivas plutónicas, como granito, diorita, gabro y aquellas intensamente cristalizadas metamórficas o granitoides.
2. Rocas feldespáticas volcánicas, piroclásticas y las areniscas derivativas incluyendo algunas grauvas
3. Calizas, eolianitas calcáreas, calcarenitas y brechas coralinas.

El mismo autor destaca que estas categorías deben considerarse conjuntamente con la historia geológica de la costa, es decir con las herencias. Las plataformas estudiadas en este trabajo pertenecen a la categoría 1 o 2, ya que se han desarrollado sobre rocas metamórficas que van desde areniscas y filitas de metamorfismo bajo a cuarcitas. En este tipo de rocas los procesos de alteración progresan preferentemente a favor de los planos de debilidad (fracturas, planos de estratificación y planos de foliación), de manera que las dimensiones de las formas de alteración resultantes pueden estar determinadas en parte por la geometría de dichos planos. Así, los procesos de formación de alveolos y costras de hierro en los sectores supramareales de las cuarzófilas de Punta Gallín se generan preferentemente a favor de los planos de estratificación. Por otro lado, el patrón de

diacласación da lugar a procesos de ensanchamiento, generando bloques cúbicos, que posteriormente pueden ser dislocados por la acción del oleaje, o terminar en la formación de cubetas (p. ej. Naylor y Stephenson, 2010).

Las formas de alteración en las plataformas de Punta Gallín son complejas y de naturaleza diversa, pudiéndose distinguir formas de alteración propias de ambientes costeros, como las formas alveolares, y otras que responden a procesos no costeros, como son la formación de pátinas y costras de hierro que ya han sido comentadas en el apartado 2.2.2.5.1. A la complejidad de procesos de alteración se une la heterogeneidad litológica del sector de estudio, ya que para una misma posición mareal el tipo y grado de alteración varía entre las cuarcitas, cuarzofilitas y areniscas. Recurrir a algún sistema de clasificación de las formas de alteración de la roca es esencial en trabajos de interpretación de las variaciones temporales y espaciales en la alteración de la roca (Inkpen, 2001). Normalmente estos sistemas de clasificación tratan de poner en relación un proceso o combinación de procesos con unas determinadas formas de alteración.

En las plataformas estudiadas pueden distinguirse una serie de formas relacionadas con los procesos de alteración que operan en los sectores intermareales. En todas ellas se observa cierto grado de control estructural por el denso patrón de diacласación y estratificación que caracteriza a la litología de las plataformas. En las plataformas de Punta Gallín, las formas de alteración que podemos distinguir son las siguientes:

1. Alveolos y microalveolos aislados (*cavities, hollows*). Su diámetro oscila entre 2 mm y 5 cm. Es en las cuarzofilitas y areniscas donde aparecen preferentemente estas formas. En las areniscas presentan formas más definidas y profundidades inferiores a 2 cm. Aparecen asociadas a la región de *spray* y mesolitoral alta (Figura 49).
2. Conjuntos de alveolos y microalveolos. A diferencia de los tafonis cuyas dimensiones oscilan entre 10 cm a metros los nidos de abeja (*honeycombs*) definen los conjuntos de alveolos que presentan una estructura de celdas. Ambas superficies se desarrollan sobre superficies verticales o ligeramente inclinadas (Pujol, 2006). En el sector de estudio este tipo de formaciones están formados por alveolos de dimensiones heterogéneas pero predominantemente de diámetro entre 1 y 2 cm; apareciendo preferentemente en las cuarzofilitas y areniscas. La densidad de la diacласación y la estratificación de estas rocas son la causa del aspecto ruiniforme e irregular que presentan. Se concentran especialmente en la zona mesolitoral alta y en la sometida al *spray*, y suelen aparecer cubiertas por el liquen *Verrucaria maura*. Alcanzan su mayor desarrollo en el flanco occidental de GA-I, dado el afloramiento de cuarzofilitas y por tratarse de un sector expuesto a las salpicaduras, así como en los sectores más elevados de la plataforma GA-II-W.

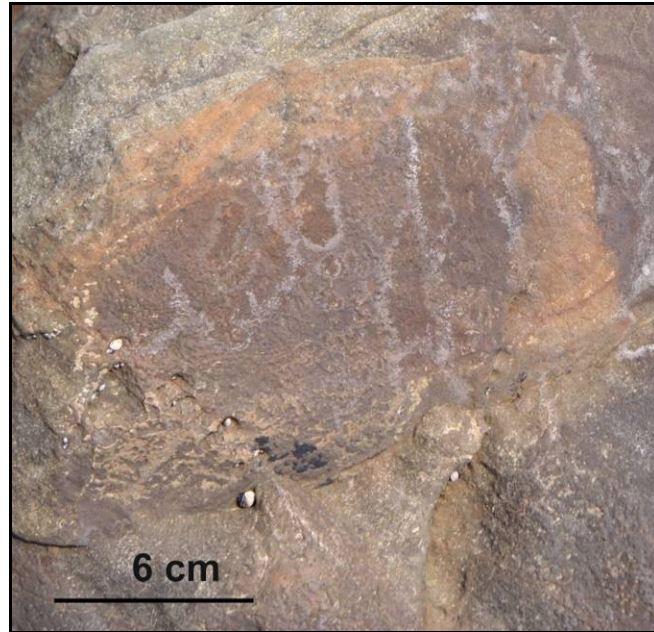


Figura 49. Formas alveolares incipientes (micro-pits). Nótese las manchas blancas originadas por la cristalización de sal.

3. Formas de alteración relacionadas con el endurecimiento de superficies (*case hardening*). Han sido comentadas en el apartado 2.2.2.7 (Figura 48, Figura 50, e, f, g).
4. Desescamaciones La terminología anglosajona distingue varios términos (*exfoliation*, *scaling*, *flacking*) según la escala del proceso y de si las desescamaciones se producen o no siguiendo los planos de estratificación de la roca. Con el término *exfoliation* se hace referencia a los desprendimientos que ocurren cuando las líneas de estratificación, foliación o diaclasación son paralelas a la superficie de la roca. Cuando las desescamaciones no dependen directamente de la estructura de la roca, se utilizan los términos *flaking* y *scaling*; el segundo en sentido amplio para desprendimientos de mayor tamaño que el primero. En las plataformas estudiadas, utilizamos el término desescamación para referirnos a cicatrices generalmente alargadas que normalmente aparecen asociadas a la presencia de pátinas y superficies endurecidas en la superficie de la roca (Figura 50, i)
5. Pseudokarst. Bajo esta denominación agrupamos un conjunto de formas que confieren a la superficie rocosa un aspecto ruiforme (Figura 50, c)
6. Pedestales (*knobs*) Presentan morfologías diversas, pero en general se trata de resaltes en la superficie de la roca con formas fungiformes, en este caso predominando las ligeramente alargadas. Aparecen principalmente en las areniscas cuarzosas y en menor medida en las cuarzofilitas y responden a un proceso de erosión diferencial por el endurecimiento de la superficie sobre los pedestales. En algunos casos podría tratarse de remanentes de formas alveolares. (Figura 50, d y f).
7. Cubetas de alteración. No suelen superar los 35 cm de diámetro, su forma suele ser alargada definida por lo general por el patrón de fracturas. Se localizan preferentemente en la región de salpicaduras, en el sector mesomareal medio.

8. Formas lineales relacionadas con el ensanchamiento de fracturas. Estas formas caracterizan al pseudokarst de la zona mesolitoral media-alta de la plataforma de GA-I.
9. Formas lineales relacionadas con la alteración diferencial de venas de cuarzo.
10. Formas lineales relacionadas con la alteración diferencial de los diferentes estratos que componen las cuarzofilitas (microfisuras) (Figura 50 a y b)

A la vista de la variedad de formas de alteración identificadas, y con el fin de poder integrarlas como variable en el análisis estadístico, se ha propuesto la siguiente escala nominal de grados de alteración en las plataformas de Punta Gallín (Tabla 23).

Tabla 23. Escala nominal de los grados de alteración aplicada a las plataformas metamórficas de Punta Gallín

0	Superficie sin formas de alteración.
1	Indicios de alteración. Alveolos, depresiones o desescamaciones aisladas de 1-2 cm de diámetro. Venas de cuarzo en resalte inferior a 1 cm.
2	Superficie con formas alveolares bien definidas, de más de 1-2 cm y/o desescamaciones que cubran menos del 50 % de la superficie.
3	Formas alveolares y/o desescamaciones que cubren más del 50 % de la superficie y que no muestran indicios de desmantelamiento.
4	Formas alveolares y/o desescamaciones que cubren más del 50 % de la superficie y muestran indicios de coalescencia o desmantelamiento. En areniscas y cuarzofilitas en posiciones supramareales, alteraciones de oxidación-reducción no relacionadas con procesos de origen marino que presentan desescamaciones y pátinas ferruginosas con menos de 3 mm de resalte.
5	Pseudokarst: Aspecto ruiniforme, ensanchamiento de fracturas, coalescencia de alveolos, acanaladuras con profundidades superiores a 2 cm. En areniscas y cuarzofilitas en posiciones supramareales, procesos de oxidación-reducción no relacionadas con procesos de origen marino que presentan desescamaciones y pátinas ferruginosas con más de 3 mm de resalte en el 100 % de la superficie. Nidos de abeja desmantelados.

A cada punto de muestreo se le asignó un valor de 0 a 5, y los datos se incorporaron a un software SIG (ArcGis 9.3), en el que se efectuó una interpolación mediante el método de kriging (Figura 51). En GA-I, la interpolación de los valores del grado de alteración permite distinguir tres sectores con un grado máximo (4-5) correspondientes a procesos diferentes (Figura 51):

- (i) Sector sometido a las salpicaduras, donde se han desarrollado formas ruiniformes compuestas, generadas por procesos de alteración diferencial. En esta zona aparece el liquen *Lichina Pygmaea*, característico de la franja mesolitoral alta.
- (ii) Formas de alteración relacionadas con procesos de oxidación de los silicatos, formación de costras ferruginosas y microrelieves diferenciales por lavado y alteración diferencial, que afloran preferentemente en el flanco occidental del fondo de la plataforma.
- (iii) Coalescencia de formas alveolares, que caracteriza al sector mesolitoral alto y supramareal del flanco occidental de la plataforma, donde un estrato de cuarzofilitas ligeramente más elevado que los demás presenta un recubrimiento de formas alveolares desmanteladas en la práctica totalidad de las superficies.

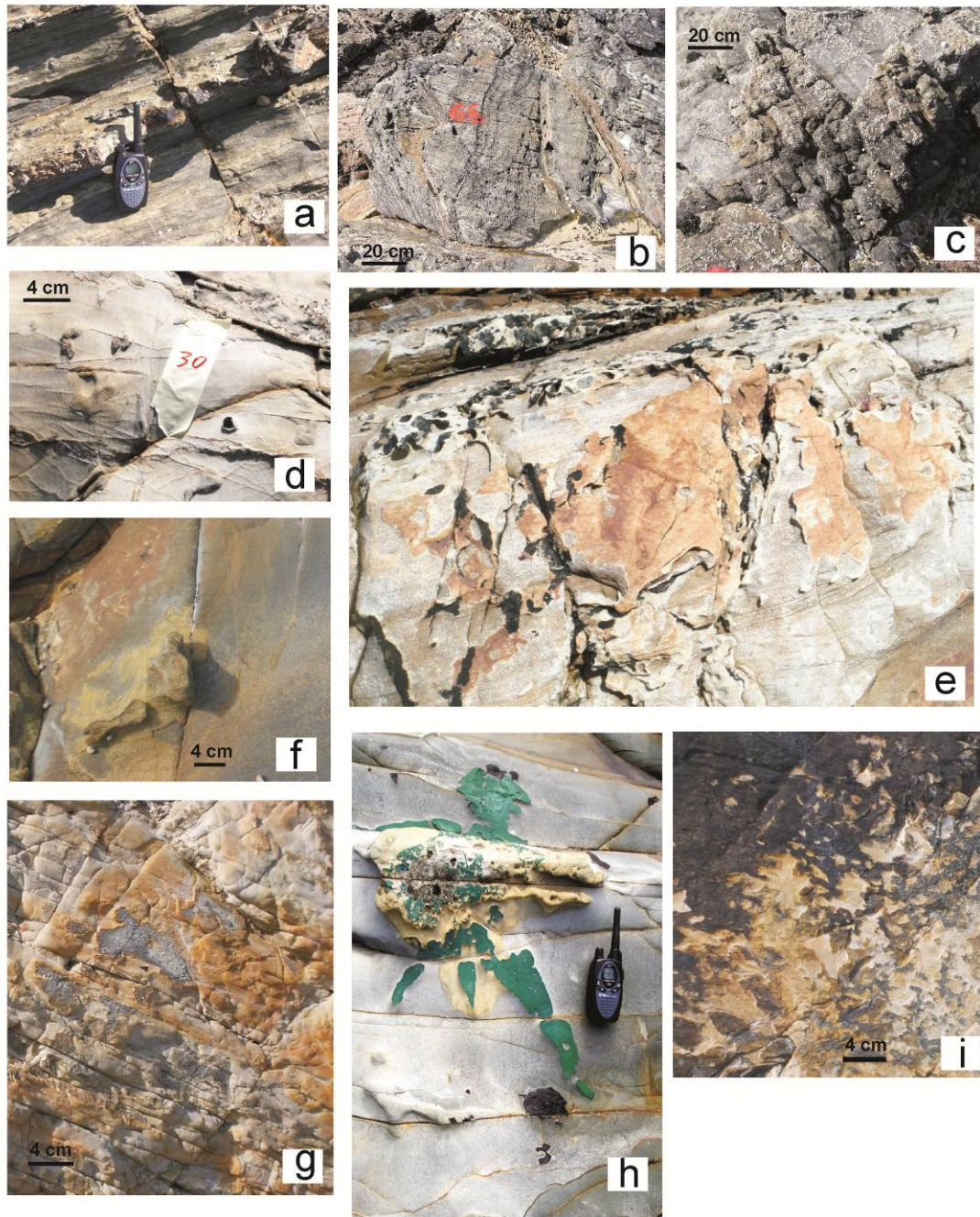


Figura 50. Ejemplos de formas de alteración en las plataformas litorales de Punta Gallín. a) y b) ejemplos de formas lineales generadas por alteración diferencial. c) formas compuestas de aspecto ruiforme en GA-I. d) y f) pedestales en areniscas cuarzosas. Nótese las concreciones de Fe en los pedestales. e) Formas alveolares y costras de endurecimiento en cuarcitas de GA-I. g) Desescamaciones en GA-I. h) Pedestales en las areniscas cuarzosas de GA-I-W. Nótese como la pintura protege de la alteración-erosión y forma pedestales. i) Desescamaciones en GA-II-W.

En la plataforma GA-I los grados de alteración intermedios (2-3) son los predominantes en la zona supramareal, principalmente en la franja sometida a *spray* en donde aparecen formas alveolares incipientes y abundantes desescamaciones. Los grados de alteración más bajos (0-1) caracterizan a los canales abiertos en la plataforma que concentran la energía del oleaje y permanecen más tiempo cubiertos por la marea, presentan en general superficies lisas y en algunos se retiene material sedimentario que

puede poner en marcha procesos de abrasión. El otro sector con un grado de alteración bajo coincide con una estrecha franja supramareal en el límite con la playa de bloques en los que la abrasión es operativa. En GA-II se alcanzan grados de alteración inferiores a GA-I, situándose la mayor parte de su superficie entre los grados 1-3. Los grados de alteración más elevados (4) se alcanzan en la plataforma GA-II-W, en un supramareal deprimido sometido a spray y desarrollado sobre areniscas. Los grados más bajos (0-1) corresponden al flanco occidental de GA-II-E.

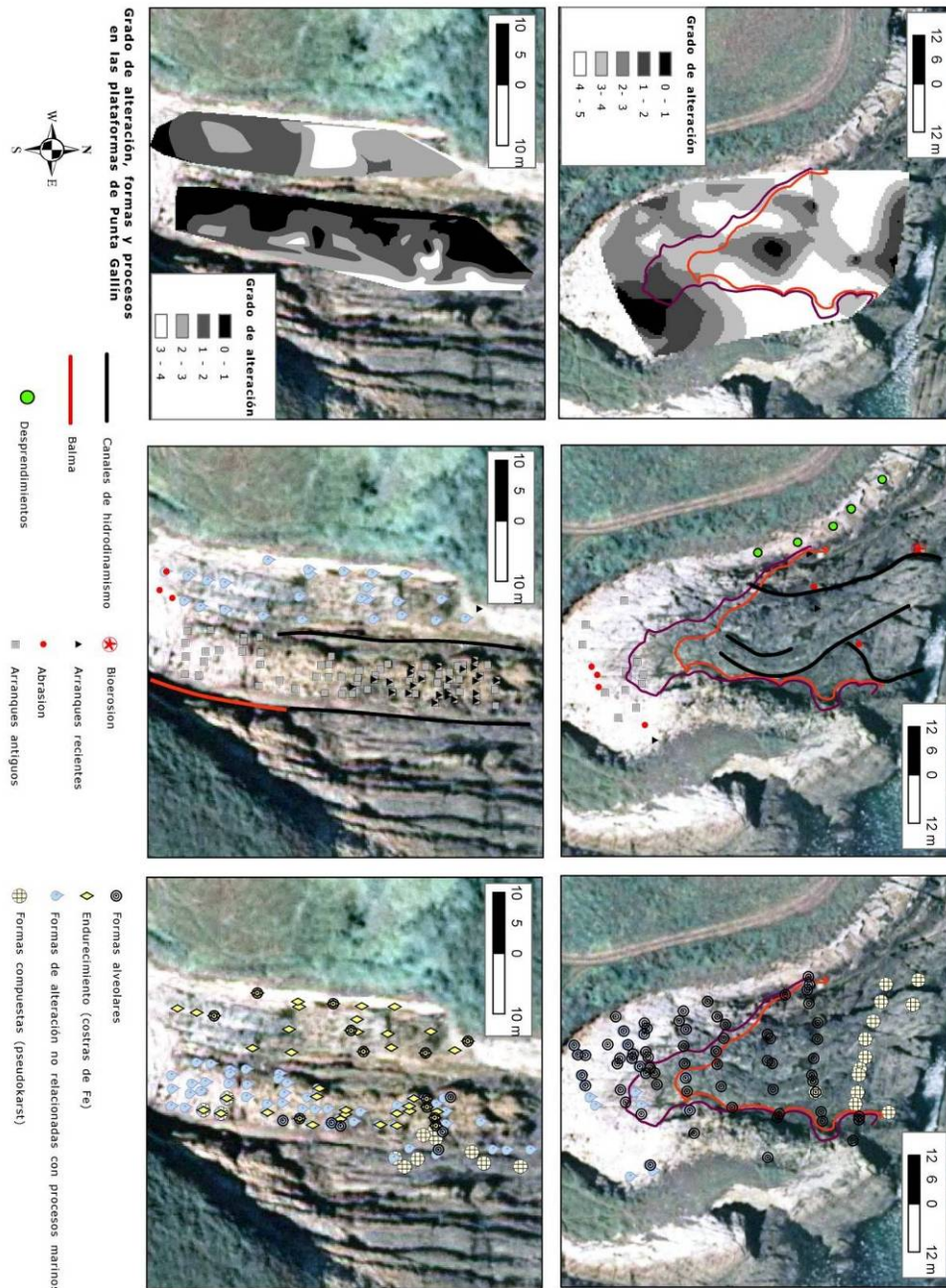


Figura 51. Distribución espacial de las principales formas de alteración y erosión identificadas en las plataformas rocosas de Punta Gallín.

Pueden aducirse varias razones que expliquen el menor grado de alteración: (i) el predominio de materiales cuarcíticos (cuarcitas en GA-II-E y areniscas cuarzosas en GA-II-W) (ii) la alta densidad de fracturación de GA-II-E, que favorece los procesos de erosión (arranques) y (iii) la posición relativamente protegida y supramareal de GA-II-W. La escasa pendiente de GA-II-W hace que los puntos de muestreo con grados de alteración máximos (4-5) coincidan con la franja occidental de la plataforma, en el contacto con el acantilado, donde las formas alveolares alcanzan un mayor desarrollo. En las cuarcitas intensamente diaclasadas de GA-II-E las formas alveolares son prácticamente inexistentes, y el grado de alteración más elevado (4) se alcanza en el canal que la limita por el este, cuyas areniscas filíticas muestran un aspecto ruñiforme semejante al de la zona de pseudokarst de GA-I. Las formas alveolares, que en general, se concretan en pequeños alveolos aislados, solamente aparecen en las paredes de una hendidura labrada a favor de una fractura con dirección NW-SE en la zona más externa de la plataforma y en la parte más elevada de la pared occidental del canal que la limita por el este. Un tipo de alteración destacado en estas cuarcitas son costras endurecidas de unos 3 mm de grosor, normalmente acompañadas de desescamaciones. Gran parte de los puntos de muestreo en GA-II-E han mostrado indicios de alteración como desescamaciones, redondeamiento de superficies, pátinas, ensanchamientos de fracturas... Finalmente, en las dos plataformas de GA-II los grados mínimos de alteración corresponden a los sectores supramareales.

En el sector de estudio las formas relacionadas con procesos de erosión también están altamente condicionadas por el componente litológico y estructural. Las principales formas de erosión de las plataformas de Punta Gallín son las siguientes (Figura 51):

1. Arranques (*detachment, quarrying*). Con esta denominación se hace referencia a las cicatrices causadas por la dislocación de fragmentos de roca, previamente definidos por diaclasas, fracturas y planos de estratificación o de foliación, por la acción del oleaje, principalmente a través de mecanismos de compresión y descompresión (*water hammer*). En la cartografía de formas y procesos erosivos (Figura 51) se ha distinguido entre arranques recientes y arranques viejos o antiguos. Las cicatrices de arranque caracterizan especialmente a la plataforma GA-II-E, donde el substrato cuarcítico intensamente diaclasado favorece este tipo de proceso.
2. Desprendimientos. Dan lugar a cicatrices semejantes a los arranques, pero se producen por efecto de la gravedad sobre bloques previamente definidos por fracturas y diaclasas, por lo que se localizan sobre superficies verticales o de fuerte pendiente. En el flanco occidental de GA-I se observan excelentes ejemplos a favor de planos de estratificación paralelos a la superficie del acantilado (Figura 52).
3. Cubetas de abrasión o marmitas (*potholes*). Se trata de depresiones de planta redondeada que se forman en el substrato rocoso por la acción erosiva de material suelto (arenas, gravas o cantos) que es movido por la energía del oleaje (Sunamura, 1992). Estas formas aparecen sólo en las cuarzofilitas de GA-I, principalmente en canales en los que tiende a concentrarse la energía del oleaje (Figura 53).



Figura 52. Desprendimientos en el flanco occidental de la plataforma GA-I.



Figura 53. Marmita no activa en GA-I

4. Canales de hidrodinamismo. Se trata de formas poligenéticas en las que la combinación de diferentes procesos de erosión (abrasión, arranques...) han modelado canales a favor de fracturas previas. En estos canales suelen formarse charcas que permanecen inundadas durante la marea baja, presentando una cobertura biológica muy densa. En GA-I estos canales presentan morfologías suaves y se han desarrollado hasta formar pasillos que alcanzan 7 m de ancho en sectores de confluencia de fracturas y que

aparecen como áreas deprimidas entre el relieve irregular del sector de *pseudokarst*. En GA-II un ejemplo de este tipo de forma es el canal que aflora al este de la plataforma GA-II-E, que se ha desarrollado a partir del contacto entre las cuarcitas de la plataforma y las cuarzofilitas del canal.

5. Balmas (*Notch, surfnotch*). Las balmas son indentaciones horizontales cuya elevación respecto al rango mareal varía en función del proceso genético (Kelletat, 1982; Pirazzoli, 1986). Su formación puede deberse a procesos de alteración química, a procesos bioerosivos (Pirazzoli y Salvat, 1992), o a procesos erosivos causados por la acción mecánica del oleaje, a menudo con procesos de abrasión que dan lugar a superficies pulidas con ausencia de cobertura biológica. La plataforma GA-II-E limita en su flanco oriental con un canal que presenta una balma de abrasión formada sobre un estrato de areniscas cuarzosas, que se prolonga hasta una profunda cavidad situada en el extremo superior del canal (Figura 54).



Figura 54. Balma de erosión abandonada en GA-II, nótese la ausencia actual de material abrasivo

La balma se sitúa por encima del fondo del canal, en el que prácticamente no existe en la actualidad material abrasivo que se encuentra concentrado en la cavidad del fondo del canal. La superficie de la balma, presenta una moderada cobertura biológica, principalmente balanos, así como marmitas de abrasión abandonadas y colonizadas por completo por *Lithophyllum incrustans*. La ausencia de material abrasivo, la desconexión de la balma del fondo del canal y la cobertura biológica sugieren por lo tanto que se trata de una forma erosiva abandonada, si bien no es posible por el momento efectuar hipótesis sobre su antigüedad, aunque el aspecto pulido de las areniscas cuarzosas sobre las que se ha desarrollado apuntan a la importancia que los procesos de abrasión debieron tener en su desarrollo.

6. Cavidades labradas por equinodermos. La única forma clara que indica procesos de bioerosión en las plataformas de Punta Gallín son cavidades, atribuidas a la actividad de

erizos de mar aunque actualmente están ocupadas en gran parte por ejemplares de anémonas (*Actinia equina* y *Anemonia sulcata*). que aparecen en los sectores más externos de GA-I, en pequeñas depresiones desarrolladas a favor de fracturas que permanecen inundadas durante la marea baja (Figura 55).



Figura 55. Cavitades atribuidas a procesos bioerosivos, ocupadas principalmente por anémonas y algunos erizos de mar en GA-I. (Elevación mareal: 2,05 m)

7. Zonas pulidas. Se trata de sectores de las plataformas con evidencias de procesos de abrasión que dan lugar a superficies suavizadas de aspecto pulido. Estas superficies se restringen a la zona inmediata de contacto entre las playas de bloques que aparecen en el fondo de las plataformas y el substrato rocoso, así como a las marmitas de abrasión localizadas en GA-I (Figura 56).



Figura 56. Ejemplos de formas de abrasión. a) marmita de abrasión en GA-I. b) Formas pulidas por abrasión en GA-II

2.2.3.3. Relaciones entre la cobertura biológica y procesos geomorfológicos.

En este trabajo la cobertura biológica se ha utilizado para zonificar las plataformas estudiadas en relación con la elevación mareal y para obtener algunas conclusiones en cuanto de la distribución de los procesos sobre las mismas. Desde una perspectiva biológica, la zona intermareal se caracteriza por la presencia de organismos cuyo principal limitante ecológico es la capacidad de soportar los periodos de desecación durante la marea baja. Esta capacidad es el factor principal en el establecimiento de los patrones de zonación, además de otros factores relacionados con la exposición al oleaje, como la disponibilidad de oxígeno disuelto o alimento (Brenhant, 1982). La existencia de esta relación entre las condiciones de tolerancia a la exposición y la elevación mareal ha llevado a diversos autores a proponer modelos de zonación de las costas rocosas. Un modelo inicial de zonación universal de las costas rocosas fue propuesto por Stephenson y Stephenson (1949, 1972), quienes distinguen tres zonas basándose en la posición relativa de los principales tipos de comunidad que se observan en el gradiente vertical: una zona supralitoral, una zona litoral y una zona sublitoral. Lewis (1964) planteó una clasificación semejante a la de Stephenson y Stephenson (1949, 1972), pero introdujo otros elementos como la exposición al oleaje y la pendiente de la superficie intermareal. La exposición es un factor destacado en la extensión de estas zonas (Figura 57), ya que la amplitud de la franja litoral, en iguales condiciones de pendiente, es mayor en costas expuestas.

- (a) Zona supralitoral. Esta zona se sitúa por encima del nivel de las mareas altas ordinarias, por lo que nunca queda completamente sumergida y se mantiene húmeda solamente por las salpicaduras y el *spray*. El límite superior de esta franja es la posición en la cual el *spray* marino deja de ser un factor determinante en la distribución de las comunidades biológicas. La parte superior de la zona supralitoral se caracteriza por la presencia de líquenes y especies vegetales terrestres con alta tolerancia a la salinidad. En las plataformas de Gallín, en esta franja se sitúan los líquenes *Ramalina siliquosa* y *Xanthoria parietina* que en las paredes de los acantilados alcanzan tasas de recubrimiento del 90 % y ejemplares aislados de *Crithmum maritimum* que aprovechan las fracturas y diaclasas para fijar sus raíces. La parte inferior del sector supralitoral se caracteriza por presentar coloraciones negras o grises, por la presencia dominante del liquen *Verrucaria maura*.
- (b) Zona eulitoral, o mesolitoral. Ocupa la franja estrictamente intermareal y se caracteriza por un incremento del número de especies y de la superficie colonizada hacia las cotas de marea baja. Debido a la gran complejidad de esta zona y a la variedad de especies que la habitan, esta franja suele subdividirse en alta, entre las cotas de marea alta viva y marea alta media, entre las cotas medias de mareas alta y baja, y baja, por debajo de las cotas de mareas bajas medias. Por la topografía de las plataformas de Gallín, solamente aparece representada las zonas mesolitorales alta y media, mientras la zona mesolitoral baja, está representada únicamente en el canal de GA-II-E.
- (c) La zona sublitoral (o infralitoral) corresponde a la zona situada por debajo del nivel de las mareas bajas, que permanece sumergida y sometida a la acción de las rompientes, que solamente queda expuesta durante las mareas equinocciales.

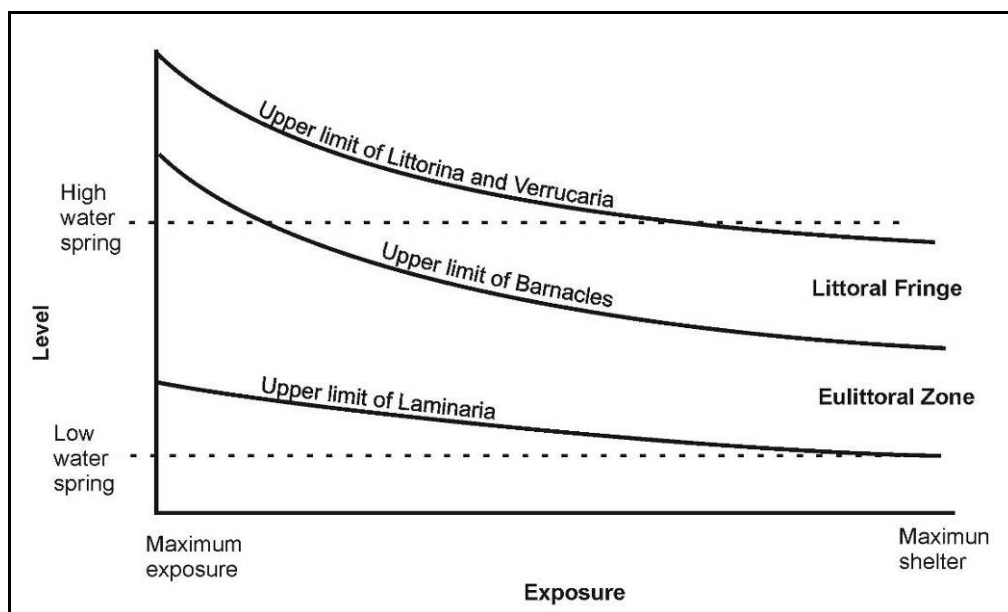


Figura 57. Los efectos de la exposición en la zonación biológica de las costas rocosas (Lewis, 1961)

En este trabajo, el tratamiento de la variable biología se ha realizado desde una aproximación semicuantitativa. En cada punto de muestreo se registraron las especies presentes y la superficie con cobertura biológica en un área de 50 x 50 cm. La figura 57 muestra la distribución espacial sobre las plataformas estudiadas de las principales especies identificadas. La tabla 24 muestra la elevación mareal media, mínima y máxima a la que se localizaron las diferentes especies identificadas.

Tabla 24. Elevación mareal en la que localizan las diferentes especies identificadas

	PLATAFORMA GA-I			PLATAFORMA GA-II-E			PLATAFORMA GA-II-W		
	Elev. max	Elev. min	Elev. media	Elev. max	Elev. min	Elev. media	Elev. max	Elev. min	Elev. media
<i>Fucus</i>	2.25	2.25	2.25	3.77	0.81	2.5	-	-	-
<i>Enteromorpha</i>	-	-	-	3.26	1.06	2.37	-	-	-
<i>Balanus</i>	3.31	2.06	4.59	3.78	1.37	3.04	-	-	-
<i>Patella</i>	3.09	2.06	4.35	4.12	1.23	2.74	-	-	-
<i>Gibula</i>	3.0056	3.06	3.98	4.12	1.01	2.63	-	-	-
<i>Littorina</i>	4.11	3.46	4.93	4.45	3.33	3.88	4.92	4.06	4.49
<i>Lithophilum</i>	2.90	2.06	3.98	3.7	0.81	2.46	-	-	-
<i>Verrucaria maura</i>	4.98	3.23	7.34	5.37	2.25	3.80	5.46	4.06	4.67
<i>Ramallina</i>	5.63	4.58	7.33	5.37	4.82	5.06	5.46	4.46	4.80
<i>Vegetación Terrestre</i>	7.02	5.86	8.72	-	-	-	6.17	5.46	5.80

Las diferencias en la exposición y altura relativa de las plataformas estudiadas explican la existencia de ligeras diferencias en la zonación biológica. En la plataforma GA-I no se identificaron especies típicas del sector eulitoral bajo ni medio, y únicamente en un punto de muestreo, situado en una depresión intermareal y anexo al escarpe externo se observó la presencia de *Fucus vesiculosus* y *Anemonia sulcata*, especies típicas de la zona mesolitoral media (Figura 58). En los veinte primeros metros de la plataforma (desde el mar) la máxima densidad de recubrimiento (hasta el 70 % en los 10 primeros metros) corresponde a

cirrípedos (*Chthamalus sp.*), junto a los que aparecen los gasterópodos *Patella intermedia* y *Monodonta lineata*, sobre todo en los márgenes de sectores deprimidos en los que se forman charcas durante la bajamar. Una segunda franja, que marca la transición entre la franja eulitoral media y la franja eulitoral alta, queda delimitada a partir del metro 23 desde el mar, en la cual las densidades de recubrimiento son inferiores al 20 % y en la que la *Verrucaria maura* acompaña a los balanos, mientras *Patella intermedia* y *Monodonta lineata* aparecen sólo como ejemplares aislados y refugiadas en diaclasas y depresiones. En la siguiente franja, que ya podemos considerar como eulitoral alta, *Littorina neritoides* aparece acompañando a *Verrucaria maura* y la densidad de recubrimiento aumenta hasta el 40 %. En el sector supralitoral, los líquenes *Verrucaria maura*, *Ramalina siliquosa* y *Xanthoria parietina* alcanzan densidades de más del 60 %, y en los acantilados que delimitan la plataforma aparecen las plantas terrestre *Crithmum maritimum* y *Armeria marítima*.

En los canales de la plataforma GA-II-E aparecen especies típicas de la franja eulitoral baja: algas (*Fucus serratus*, *Ulva lactuca*), algas coralinas (*Coralina officinalis*, *Lithophillum incrustans*, *Lithophillum liquenoides*); así como en pequeñas depresiones en las que se forman charcas situadas en los primeros metros de la plataforma. Junto a estas especies aparecen en el canal varias especies de gasterópodos, como *Gibula cineraria*, y en los sectores más bajos, en el límite de marea baja viva se encuentran *Himeriacidum sanguínea*, *Laminaria sp.*, *Enteromorpha sp.*, *Nucella sp.*, *Nassarius sp.*, *Holothoria forskali*. *Codium Tomentosum*, *Fucus vesiculosus*, *Pelvetia Caniculata* y *Ascophyllum nodosum*, La franja mesolitoral superior se caracteriza por la presencia de balanos (*Chthamalus sp.*) y ejemplares aislados de *Patella intermedia*, *Monodonta sp.* y *Gibbula obliquata* generalmente en hendiduras y pequeñas charcas permanecen inundadas durante la bajamar, junto a ejemplares de *Actinia equina* y *Anemonia sulcata*. Las máximas densidades de recubrimiento en GA-II-E corresponden al canal, donde la cobertura de algas llega al 90 %; densidades de hasta el 35 % se alcanzan en los primeros metros de la plataforma y corresponden a *Chthamalus sp.*; El liquen *Verrucaria maura* aparece acompañando a *Chthamalus montagui* en todos los puntos de muestreo y hacia las cotas de marea alta, a medida que desaparecen los balanos, este liquen junto a *Littorina neritoides* son las únicas especies que tapizan la plataforma. La plataforma GA-II-W tiene una posición muy protegida, y solamente se han identificado los líquenes *Verrucaria maura*, *Xanthoria parietina* y *Ramalina siliquosa* y el gasterópodo *Littorina neritoides* con densidades siempre inferiores al 4 %.

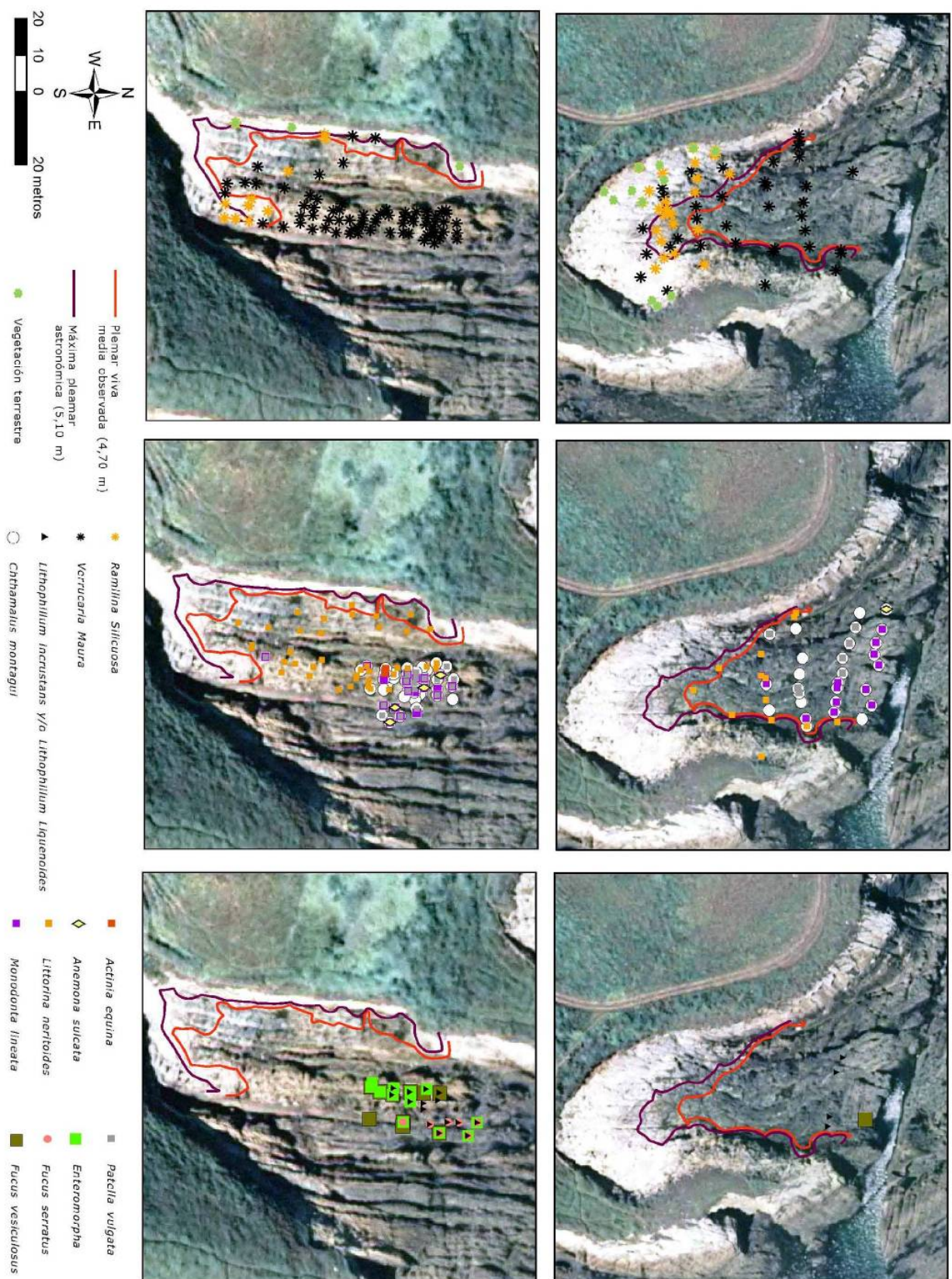


Figura 58. Distribución de la cobertura biológica en las plataformas rocosas de Punta Gallín.

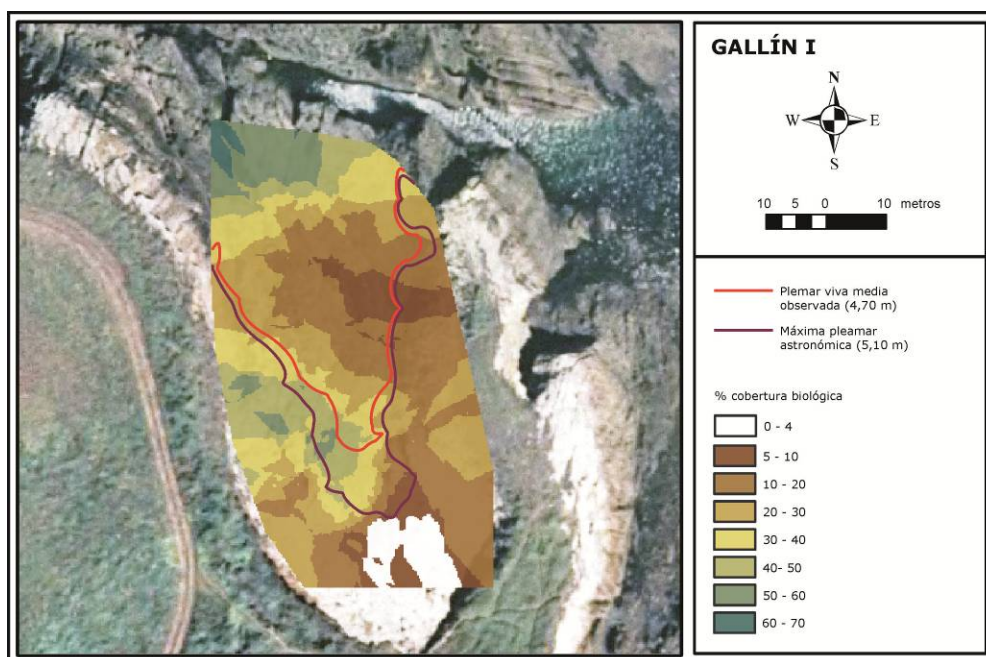


Figura 59. Densidades de recubrimiento biológico en el sector GA-I

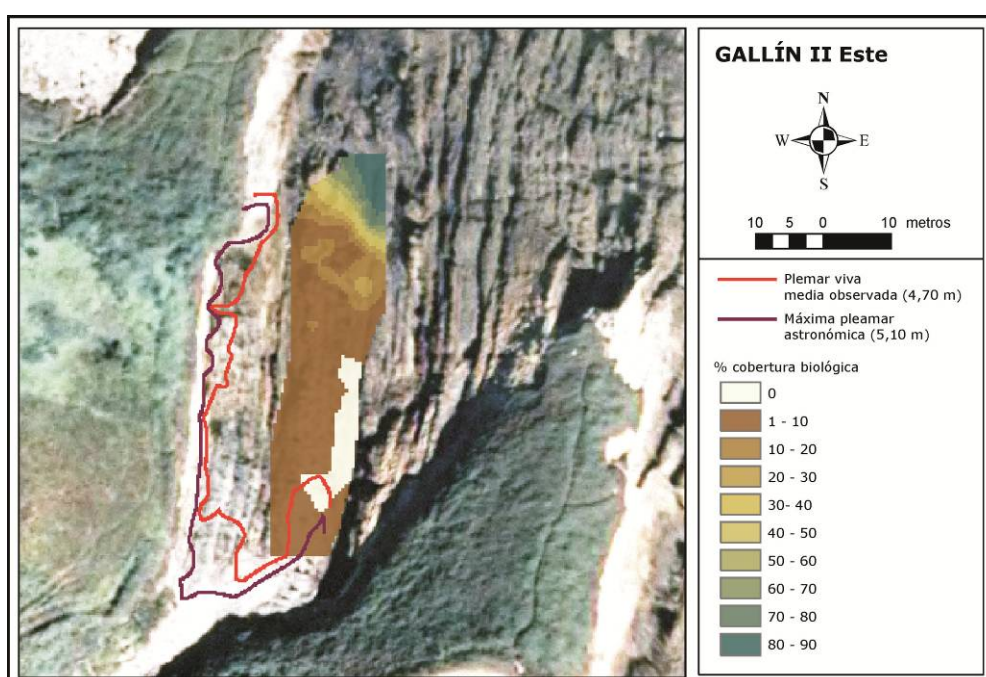


Figura 60. Densidad de recubrimiento biológico en el sector GA-II-E

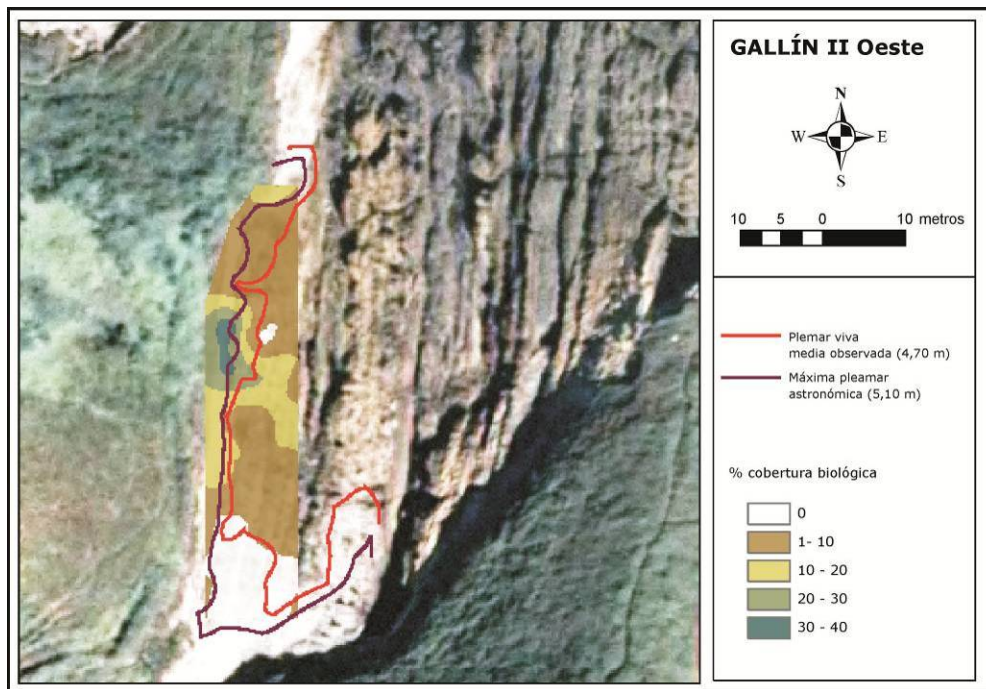


Figura 61. Densidad de recubrimiento biológico en el sector GA-II-W

Las diferencias en el desarrollo zonal de las diferentes comunidades biológicas identificadas en las plataformas GA-I, GA-II-E y GA-II-W se explican principalmente por factores de exposición y litología. La ausencia, de irregularidades en las areniscas sobre las que se desarrolló la plataforma GA-II-W impide que aparezcan especies típicas del eulitoral medio y bajo que podrían sobrevivir en pozas y grietas. Y la mayor exposición de la plataforma GA-I explica la mayor densidad de recubrimiento de los balanos así como su mayor extensión zonal.

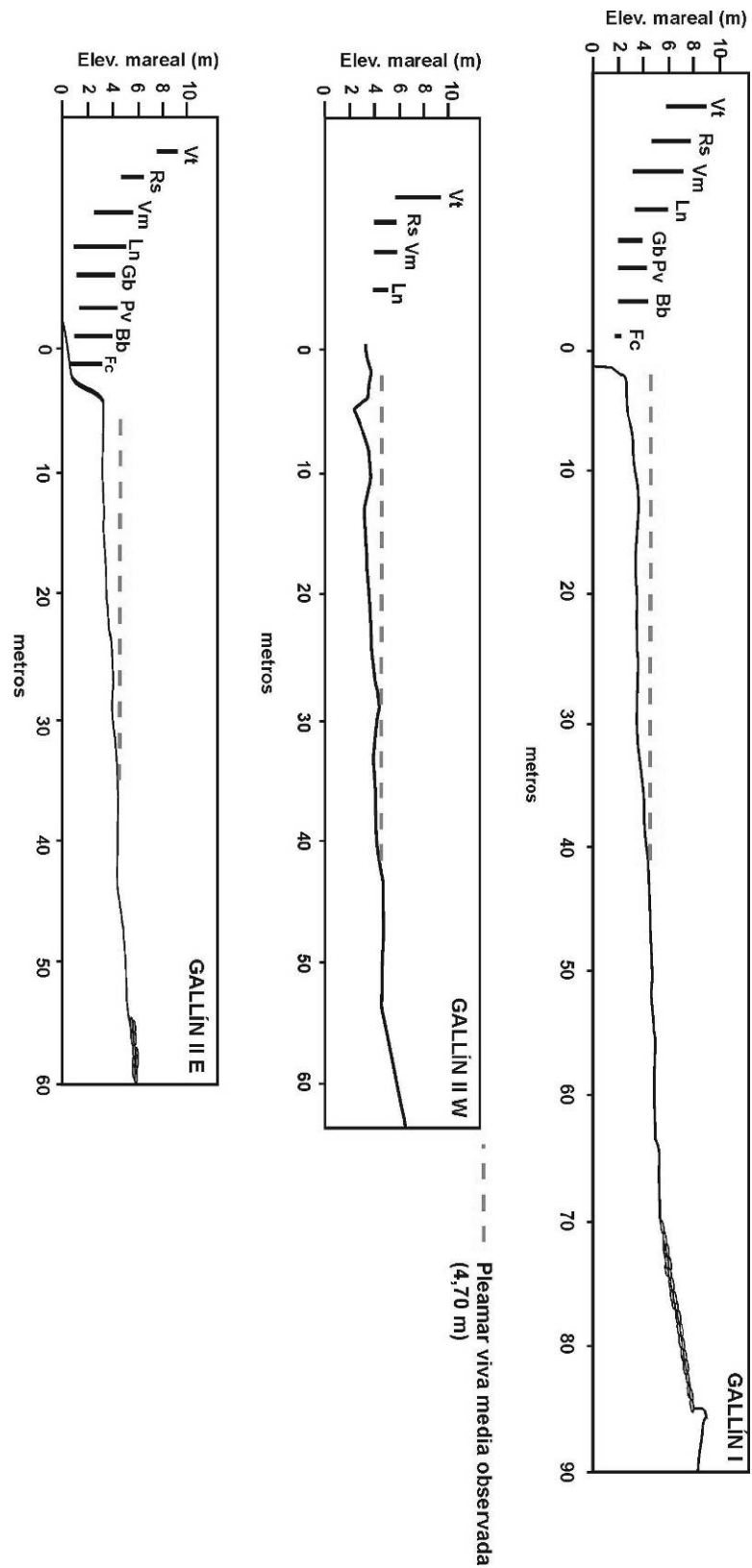


Figura 62. Distribución de las especies más representativas de las costas rocosas en las plataformas de Punta Gallín. Vt = Vegetación terrestres; Rs= *Ramalina siliquosa*; Vm= *Verrucaria maura*; Ln= *Littorina neritoides*; Gb= *Gibbula sp.*; Pv= *Patella vulgata*; Bb= Cirrípedos; Fc= *Fucus sp*

2.3.4. Discusión.

De acuerdo con Stephenson y Kirk (2000b) la alteración es más efectiva entre las cotas de marea alta y baja muertas, la franja en la que los procesos de humectación-deseccación relacionados con la oscilación mareal son más frecuentes. La experimentación en laboratorio sugiere sin embargo, que la alteración es más importante entre las cotas de media marea y la de mareas altas vivas, donde la duración del periodo de desecación es mayor (Kanyaya y Trenhaile, 2005; Trenhaile, 2006). Estudios previos han mostrado que, en ausencia de variaciones litológicas y de procesos abrasivos, una correlación negativa entre los valores de resistencia obtenidos con el Schmidt Hammer y la elevación mareal demuestra que el grado de alteración de las plataformas se incrementa desde las cotas de marea baja hacia las cotas de marea alta, tal y como se deduce de la reducción de la resistencia de la roca (Blanco Chao et al., 2006). Uno de los propósitos de esta investigación era confirmar si en la plataformas objeto de estudio, localizadas en la costa cantábrica peninsular, puede identificarse una tendencia en la alteración como la que identificaron Blanco Chao et al. (2006) en la costa atlántica. La aplicación del Schmidt Hammer a las plataformas estudiadas, si bien falló en identificar una correlación entre el grado de alteración y la elevación mareal utilizando todos los puntos intermareales, sí ha permitido zonificar mediante la aplicación de un análisis clúster) las plataformas en función de los procesos dominantes, los controles geológicos y el papel de las herencias. La aplicación de un análisis clúster ha permitido distinguir 3 sectores en la plataforma GA-I y 2 en la GA-II que presentan formas y grados de alteración diferenciados. En el grupo 2 de ambas plataformas (Figuras 42 y 43) puede observarse una débil correlación negativa entre la resistencia de la roca y la elevación mareal. Esta baja correlación, interpretada como un ligero incremento de la alteración hacia el sector superior de la franja intermareal de las plataformas estudiadas puede relacionarse con dos factores: (i) por un lado la exhumación reciente de las plataformas que implica que sus sectores intermareales no han tenido tiempo para alcanzar un equilibrio con respecto al nivel del mar actual (aspecto que será planteado de nuevo en el capítulo 3 de esta memoria); por otro lado (ii) su complejidad litológica y marcada rugosidad dificulta la obtención de tendencias en el grado de alteración mediante el muestreo con el Schmidt Hammer. La correlación negativa entre la elevación mareal y la resistencia de la roca es algo más intensa en el sector 2 de GA-II-E que en el de GA-I ($r = 0.36$ y $r = 0.17$, respectivamente), lo que puede relacionarse con una menor elevación mareal media de GA-II-E así como por su mayor uniformidad litológica. Por otro lado, en las rocas metasedimentarias filíticas sobre las que se labró el canal que limita en su sector oriental con la plataforma GA-II-E, el Schmidt Hammer ha permitido observar una correlación positiva entre la elevación mareal y el grado de alteración, estimado tanto cualitativamente como a partir de los valores de resistencia de la roca. En la Figura 63 puede observarse la correlación negativa significativa ($r = -0.66$, $p\text{-valor} = 0.014$) entre los valores R obtenidos con el Schmidt Hammer y la elevación mareal. Este canal es el único sector propiamente intermareal, modelado sobre materiales litológicamente homogéneos, y refleja la tendencia en el grado de alteración ya verificada en otros sectores de la costa atlántica gallega (Blanco Chao et al., 2006, 2007). Exceptuando el canal, en las plataformas GA-I, GA-II-E y GA-II-W no se han detectado correlaciones intensas entre los valores obtenidos con el Schmidt Hammer y la elevación mareal (m) que evidencien

tendencias en el grado de alteración relacionables con la efectividad de los procesos de humectación-dsecación. En el grupo 3 de la plataforma GA-I, la correlación negativa entre la resistencia y la elevación mareal ha puesto en evidencia un proceso de lavado de una superficie intensamente alterada bajo el depósito que fosilizó la plataforma.

Las variaciones en el tipo de roca, la diaclasación y la potencia de los estratos unido al buzamiento de estos últimos determinan que las plataformas rocosas de Punta Gallín presenten una morfología rugosa que incrementa la variabilidad de los valores obtenidos con el Schmidt Hammer. La variación de las propiedades geológicas del sustrato puede enmascarar correlaciones simples entre la elevación mareal y el grado de alteración como las que se han observado en contextos litológicos homogéneos de la costa atlántica gallega. Así, es el factor geológico (tipo de roca, estructura, y procesos de alteración heredados) el que juega el rol principal para explicar las variaciones en el grado de alteración, tanto en los valores *R* obtenidos mediante el esclerómetro, como en el análisis cualitativo de la misma.

En las cuarcitas masivas de la plataforma GA-II-E, los valores de resistencia obtenidos con el esclerómetro no han permitido identificar una tendencia en el grado de alteración semejante a la que Blanco Chao et al. (2006, 2007) encontraron costa atlántica gallega y el Canal Beagle (Tierra de Fuego, Argentina). La presencia de abundantes arranques recientes y una morfología rugosa alude a una relativa importancia de los procesos erosivos en el desarrollo de esta plataforma. La abundante presencia de costras, desescamaciones y pátinas sobre las cuarcitas se ha interpretado como el resultado de procesos de alteración de origen no marino y posiblemente heredados. Estas superficies endurecidas explican el incremento de los valores *R* hacia las cotas de marea alta, aunque a ello debe añadirse la posible actividad abrasiva en el borde de la playa de cantos. Por otra parte, estas superficies endurecidas parecen haber actuado protegiendo la superficie de la roca de los procesos de alteración litorales iniciados tras el ascenso del nivel del mar Holoceno, como puede inferirse de los procesos de erosión y lavado de estas superficies que se observan en la actualidad. El incremento de los valores obtenidos con el Schmidt Hammer como repuesta a la presencia de costras de hierro ha sido mostrada también por Kennedy y Dickson (2006), Kennedy (2010) y Kennedy et al. (2010). En las plataformas estudiadas pueden distinguirse una serie de formas relacionadas con los procesos de alteración que operan en los sectores intermareales; todas ellas muestran un cierto control estructural. En el caso de las formas alveolares (tafonnis, nidos de abeja) son mucho más abundantes en la plataforma GA-I en donde pueden distinguirse dos subcategorías: (i) coalescencias de alveolos degradados, que aparecen en las cuarzófilitas del sector 2 y preferentemente en superficies subverticales y (ii) conjuntos de microalveolos (mm) y alveolos (cm) asociados a la presencia de costras de hierro; esta tipología es la que aparece en la cuarcitas de GA-II-E, y con mayor desarrollo en las areniscas de GA-II-W pero también en las cuarcitas y tramos supramareales de GA-I. De este modo, las formas alveolares que aparecen en las plataformas estudiadas no parecen indicativos de un único proceso de alteración, sino que más bien responden a la confluencia de varios procesos y factores ambientales y geográficos trabajando en concierto (Viles, 2001). Varios autores (p.ej. Martini, 1978; Kejonen et al., 1988; Smith, 1978) han destacado la importancia de los procesos de endurecimiento de la superficie de la roca (*case hardening*) en el desarrollo de este tipo de formas. Fairbridge (2005) destacó que en

numerosos lugares las cavidades aparecen en asociación con el endurecimiento de la superficie por disolución de los minerales de hierro continuada por la precipitación de hidróxidos férricos cerca de la superficie. Al contrario, Mottershead y Pye (1994) y Dragovich (1969) no encontraron evidencias para apoyar la idea que la existencia de una capa endurecida sea esencial o muy importante para el desarrollo de estas formas alveolares en rocas ígneas o metamórficas. Las superficies endurecidas encontradas en las plataformas de Gallín están relacionadas con la migración y deposición de hierro procedente de la desferrificación de los aluminosilicatos que forman parte de la roca original. Estas concreciones aparecen sobre todo siguiendo los planos de estratificación de las cuarzofilitas y areniscas, mientras que en las cuarcitas más masivas solo aparecen pátinas sin relieve, precipitando el hierro en pequeñas microfisuras de la roca. En este trabajo se ha observado una convergencia de formas alveolares incipientes y costras de hierro en las cuarcitas y areniscas, mientras en las cuarzofilitas intermareales de GA-I la convergencia de formas es menos común. Se ha interpretado que la formación de los alveolos es más rápida en las cuarzofilitas, cuya fina estratificación (mm-cm) propicia el desarrollo de estas formas y su rápida coalescencia y desmantelamiento, mientras las superficies endurecidas también se han lavado más eficazmente que en las cuarcitas.

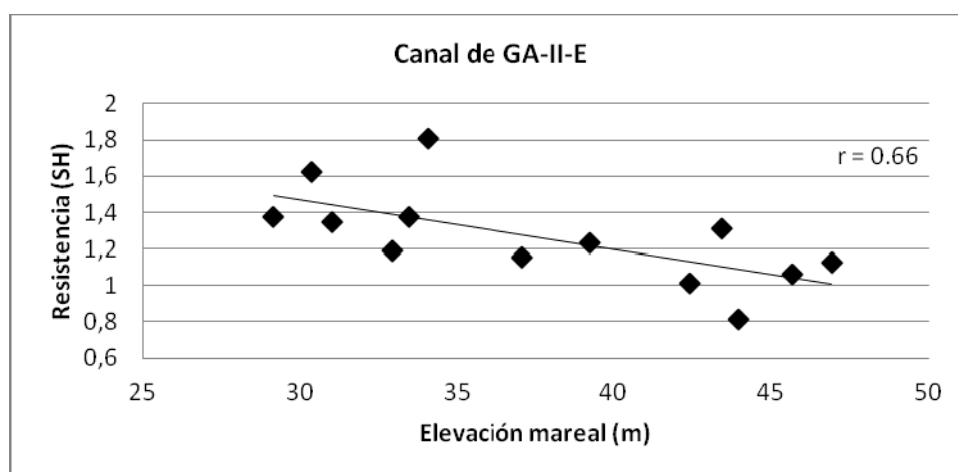


Figura 63. Correlación entre los valores de resistencia obtenidos con el Schmidt Hammer y la elevación mareal en el canal intermareal de la plataforma GA-II.

La topografía de las plataformas, situadas a cotas mareales relativamente altas es una consecuencia del papel que ejercen los controles litológico y estructural. Tanto en GA-I como en GA-II-E los valores de resistencia obtenidos con el esclerómetro manifestaron diferencias significativas entre los diferentes estratos litológicos. Además, se ha verificado que las rocas más resistentes (cuarcitas masivas) tienden a configurar los sectores más elevados de las plataformas, frente a los estratos menos resistentes (cuarzofilitas), que afloran normalmente en las áreas topográficamente más bajas y favorecen la apertura de canales y la formación de depresiones. La elevación de las plataformas hace que los sectores estrictamente intermareales alcancen muy poco desarrollo, de manera que no se registra la correlación positiva esperada entre el grado de alteración (estimada con el Schmidt Hammer) y la elevación mareal.

La variación litológica también parece explicar la presencia o ausencia de determinadas formas de alteración. Por ejemplo, el pseudokarst o los nidos de abeja, tan sólo aparecen sobre las cuarzofilitas, más fácilmente alterables que las cuarcitas. En GA-I, las cuarcitas presentan grados de alteración más bajos (1-2), frente a las cuarzofilitas y areniscas, con grados de alteración de 1 a 5 (Tabla 25).

Tabla 25. Resultados de la prueba de χ^2 realizada con las variables tipo de roca y grado de alteración en puntos de igual elevación mareal en la plataforma GA-I.

	Valor	gl	Sig. asintótica (bilateral)
Chi-cuadrado de Pearson	35.251	5	> 0.001
Razón de verosimilitudes	31.182	5	> 0.001
Asociación lineal por lineal	14.610	1	> 0.001
N de casos válidos	60		

Las plataformas estudiadas pueden ser consideradas como plataformas estructurales de marea alta y de perfil subhorizontal; de modo que pueden ser incluidas dentro de la tipología B definida por Sunamura (1992). Aunque se ha sugerido que las plataformas de marea alta (*tipo B*) podrían ser esencialmente plataformas originadas por la acción del oleaje durante momentos de tormenta (Bird, 2005) las observaciones de campo y el estudio de las formas y procesos que ocurren sobre las plataformas de Punta Gallín sugieren que el perfil actual de las plataformas es heredado, modelado durante periodos con un nivel del mar más alto, de modo que olas más energéticas alcanzarían cotas mareales más elevadas (ver Figura 31). La evidencia morfológica indica que en las plataformas de Punta Gallín operan actualmente variados procesos de alteración de origen marino (p.ej. Figura 64), en ocasiones ayudados por alteraciones previas, como en el caso de las formas alveolares y su relación con las capas endurecidas por hierro.



Figura 64. La imagen corresponde al sector supramareal de la plataforma GA-II-W, donde una capa de pintura plástica ha permitido la formación de pedestales. Esto indica que existe un proceso de alteración y lavado hacia las cotas de marea alta.

Por otro lado, como ya se ha señalado, durante condiciones de oleaje que podemos considerar normales, la mayor parte de la energía de ola se dispersa en los primeros metros de las plataformas, con lo que el potencial erosivo sobre éstas es limitado. Durante 4 años de trabajo de campo no se han observado arranques ni procesos abrasivos

destacados, aunque si una cierta movilidad de la playa de bloques supramareal que será comentada en los capítulos siguientes. El modelo evolutivo de las plataformas y las relaciones entre su dinámica actual y los procesos y formas heredados será tratado con más detalle en los capítulos 3 y 4 de esta memoria.



Figura 65. La presencia de algas (*Enteromorpha*) durante todo el año en las piscinas de roca intermareles con material abrasivo indica la ausencia de procesos abrasivos. Nótese los micro-alveolos de alteración en la zona marcada con la circunferencia.

CAPÍTULO 3

**ESTUDIO DE LOS DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS DE PUNTA
GALLÍN. EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA DEL SISTEMA
PLATAFORMA LITORAL-ACANTILADO SEDIMENTARIO.**

3. Estudio de los depósitos sedimentarios de Punta Gallín

En este capítulo se describen y analizan los depósitos sedimentarios que afloran en el área de estudio con el objetivo de identificar los diferentes procesos y fases que se sucedieron sobre las plataformas. La identificación en el registro sedimentario de los cambios del nivel del mar ocurridos a lo largo del cuaternario son de principal interés en el estudio de la evolución de áreas costeras, aunque igualmente importantes son todos aquellos procesos sedimentarios ocurridos durante las fases regresivas, por el papel especialmente relevante que jugaron durante la transgresión Holocena en la configuración de los sistemas actuales.

Los objetivos específicos de este capítulo son los siguientes:

- a) Revisar los datos existentes en cuanto a los cambios climáticos Cuaternarios, y especialmente el Holoceno en la costa Gallega y Cantábrica.
- b) Contextualizar cronológicamente el estudio.
- c) Exponer la metodología empleada en el estudio de los depósitos sedimentarios
- d) Identificar en el registro sedimentario posibles variaciones del nivel de mar y las huellas de procesos sedimentarios que actuaron sobre la plataforma en el pasado.
- e) Exponer los resultados obtenidos a partir de la analítica de los depósitos sedimentarios antiguos

3.1. Cambios climáticos y del nivel del mar cuaternarios y concepto de herencia.

Las variaciones del nivel del mar responden a muy diversos factores climáticos, tectónicos e isostáticos que operan a distintas escalas espacio-temporales. Durante el Pleistoceno y el Holoceno, las oscilaciones del nivel del mar de mayor magnitud se deben a la componente glacio-eustática, que pueden solaparse con procesos de tipo tectónico que operan en escalas de tiempo a menudo superiores incluso al Pleistoceno. A estos factores se añaden las componentes glacio-isostáticas, especialmente significativas en latitudes altas durante el Holoceno. De menor amplitud, pero de gran importancia durante el Holoceno Superior son las oscilaciones que responden a forzamientos de tipo meteorológico principalmente aquellos relacionadas con factores barométricos o con la temperatura superficial del mar. Por último, en geomorfología litoral y a escalas decadales o anuales son enormemente importantes los cambios derivados del régimen energético, especialmente las sobreelevaciones causadas por eventos de tormenta.

El Pleistoceno se caracteriza por la variabilidad del clima en distintas escalas temporales, variaciones que han implicado una sucesión de diferentes condiciones morfoclimáticas sobre la superficie terrestre, cuya impronta ha influido en los paisajes tal y como los conocemos hoy. A partir de los datos isotópicos derivados del análisis de testigos oceánicos se ha podido determinar que los ciclos glaciales se caracterizan por largos períodos de crecimiento de los casquetes de hielo a los que acompaña una etapa regresiva, de descenso del nivel del mar, mientras que durante los periodos interglaciales, más cortos, se produce un rápido ascenso del nivel del mar. En los últimos 900.000 años el tamaño de

los casquetes polares, y por lo tanto la amplitud de las oscilaciones eustáticas del nivel del mar ha sido al menos el doble que en el periodo anterior: el Cuaternario Inferior (Ruddiman et al., 1986; Ruddiman et al., 1989; Shackleton, 1987). A partir del estudio de las relaciones isotópicas del oxígeno en testigos de sedimentos oceánicos para los periodos glaciales e interglaciales comenzaron a ser identificados como Estadios Isotópicos Marinos, MOIS (*Marine Oxygen-Isotope Stage*) o simplemente MIS (*Marine Isotopic Stage*) en sus siglas en inglés, seguidos de un número, par en el caso de los periodos glaciales e impar en el caso de los interglaciales, siendo del MIS 1 el Holoceno. Esta terminología tiende a sustituir en la actualidad a las anteriores nomenclaturas que se basaban en características geológicas y variaban de región a región. La tabla 26 muestra las correspondencias aproximadas entre las nomenclaturas tradicionales y los estadios isotópicos marinos.

Tabla 26. Correspondencias aproximadas entre las nomenclaturas tradicionales y los estadios isotópicos marinos (modificado de Wikipedia)

Alpina	Europa septentrional	América septentrional	Estadio	MIS	Época	Cronología aproximada (ka)
	Flandrian		Interglacial	1	HOLOCENO	12
Würm	Weischelian	Wisconsin	Glacial	2-5 (a-d)	PLEISTOCENO	12-110
Riss-Würm	Eemian	Sangamon	Interglacial	5e		110-130
Riss	Saalian	Illinoian	Glacial	6		130-200
Mindel-Riss	Holsteinian	Yamouth	Interglacial	11		200-380
Mindel	Elsterian	Kansan	Glacial	12		380-450
Günz-Mindel	Cromerian	Altonian	Interglacial	¿?		450-620
Günz	Menapian	Nebraskan	Glacial	¿?		620-680

Al igual que otros sistemas costeros, las costas rocosas han experimentado las variaciones en el nivel del mar relacionadas con las glaciaciones cuaternarias, que en ocasiones han dejado huellas en su morfología que han llegado hasta nuestros días. La morfología de muchas áreas costeras es el resultado de la alternancia de procesos marinos y continentales en relación con los cambios climáticos y las oscilaciones cuaternarias del nivel del mar. Uno de los aspectos que más se ha debatido en el ámbito del estudio de la geomorfología de las costas rocosas ha sido en qué grado estas formas son heredadas de periodos en los que el nivel del mar fue similar al actual (Trenhaile, 2002a), o bien actuales se trata de formas cuya génesis es exclusivamente Holocena. Las formas costeras desarrolladas sobre materiales resistentes suelen ser consideradas a menudo como formas al menos parcialmente heredadas, modeladas durante uno o más periodos interglaciales en los que el nivel del mar fue semejante al actual (Goede et al, 1979; Davies, 1983; Bryant et al., 1990; Young y Bryant, 1993; Brooke et al., 1994; Stone et al, 1996; Trenhaile, 2001b; Trenhaile et al., 1999; Blanco Chao et al., 2003). Por el contrario, los argumentos para asumir que las formas costeras desarrolladas sobre materiales blandos son heredadas son más débiles, y son numerosos los autores que defienden que las plataformas desarrolladas sobre materiales blandos son enteramente postglaciales (Hills, 1971; Gill, 1972; Kirk, 1977). Es importante señalar que la mayor parte de la investigación llevada a cabo sobre el carácter heredado de las formas litorales en costas rocosas se ha centrado en determinar el grado de influencia que han tenido en el pasado los procesos marinos, mientras que se ha prestado una menor atención al papel de los procesos que han tenido lugar durante los periodos de regresión marina, durante los que presumiblemente habrían actuado procesos de naturaleza continental.

3.1.1. Cambios climáticos sobreimpuestas a los ciclos glaciales e interglaciales en el Atlántico Norte.

A los ciclos glacial-interglacial se superponen otros cambios climáticos que responden a forzamientos diversos. Los estudios de distintos *proxies* paleoclimáticos (principalmente registros de hielo de Groenlandia y registros de sedimentos marinos del Atlántico Norte) han permitido identificar cambios climáticos con diversas periodicidades (Tabla 27) que ocurrieron durante los últimos períodos glaciales e interglaciales. Los cambios relacionados con forzamientos orbitales y con la circulación termohalina (THC) tienen lugar en escalas temporales del rango de 10.000 a 100.000 años, mientras las variaciones multidecadales e inferiores se asocian con cambios en la circulación atmosférica, y en la salinidad y temperatura superficial del océano. Las periodicidades más largas (escalas milenaria y superior) se conocen a través de distintos *proxies* paleoclimáticos, mientras que las más cortas (decenas de años o menos) han podido identificarse a través de datos instrumentales. Entre ambas periodicidades se encuentran unas periodicidades centenales menos conocidas, ya que son muy cortas para registros paleoclimáticos y muy largas para ser recogidas por observaciones instrumentales (O'Sullivan et al., 2002). Por medio del estudio de la presencia de materiales transportados por icebergs (*Ice-Rafted Debris: IRD*) en sedimentos marinos del Atlántico Norte, Bond et al. (1997, 1999, 2001) identificaron la existencia de cambios en el clima del Atlántico Norte con una periodicidad de 1470 ± 500 años durante el Holoceno, denominados ciclos Dansgaard-Oeschger.

Tabla 27. Rango de periodicidad de algunos fenómenos influyentes en el clima del Atlántico Norte (tomado de O'Sullivan et al, 2002)

		Periodo (años)
Parámetros orbitales	Excentricidad	10^4 – 10^5
	Oblicuidad	10^4
	Precesión	10^4
Formación de aguas profundas (influencia orbital)		10^4 – 10^5
Ciclos Dansgaard-Oeschger		10^3
Eventos Heinrich		10^3
Otros factores geofísicos y geológicos		10^3
Miscellaneous other geophysical and geological processes		10^2 – 10^4
Variabilidad solar	Manchas solares y otros ciclos	10^0 – 10^3
	Tamaño de la corona	10^1 – 10^2
	Otros ciclos ΔC^{14}	10^0 – 10^4
Oscilación Atlántica Multidecadal (AMO)		10^1 – 10^2
Anomalías en la Temperatura Superficial del mar y en la Salinidad		10^0 – 10^1
Oscilación del Atlántico Norte (NAO)		10^0 – 10^1
Índice de la Corriente del Golfo (GSI)		10^0 – 10^1

Antes de que Bond (1997) hubiera identificado esta periodicidad, ya desde la década de los 80 del siglo pasado se había empezado a detectar oscilaciones milenarias en el aporte de sedimentos marinos procedentes del Atlántico Norte, que fueron definidas como «zonas estériles». Esta calificación hacía referencia a la ausencia de foraminíferos

planctónicos y cocolitofóridos en los sedimentos y a la presencia de acumulaciones terrestres tales como fragmentos carbonatados, vidrios volcánicos y granos de cuarzo aportados por la deriva de los icebergs (Duplessy et al., 1981; Heinrich, 1988). Estos eventos fueron denominados *eventos Heinrich* y son fluctuaciones climáticas globales caracterizados por el crecimiento de los casquetes de hielo del hemisferio Norte con el consecuente aumento de icebergs, a los que sigue una rápida recuperación de las temperaturas.

En una escala temporal menor, dada su importancia sobre el clima del Atlántico Norte, debe ser destacada la oscilación del índice NAO, acrónimo de *North Atlantic Oscillation*. El índice NAO se caracteriza por la relación barométrica entre las masas de aire situadas en las regiones subtropicales (con centro sobre las Azores y Lisboa), y las regiones sub-polares del Atlántico Norte (centrado sobre Islandia) (Fromentin and Planque, 1996). Los períodos con un índice NAO positivo, se caracterizan por la presencia de altas presiones atmosféricas sobre Islandia, lo que conduce a vientos del oeste fuertes que se desarrollan a lo largo de las altitudes medias de la región del Atlántico Norte. En Europa, esta situación se traduce en un calentamiento generalizado, con un incremento de las precipitaciones en el Norte y de la sequedad en el Sur. Al contrario, durante período de índice NAO negativos, el sistema de altas presiones sobre Islandia está debilitado, de modo que los vientos del oeste también son más débiles, lo que resulta en un descenso de las temperaturas en el norte de Europa y un incremento de las precipitaciones en el Sur. La Oscilación del Atlántico Norte muestra períodos prolongados de fases con índice predominantemente negativo o predominantemente positivo; Por ejemplo durante la última centuria la fase positiva de la NAO dominó la circulación atmosférica desde 1900 hasta aproximadamente 1930, y desde la década de 1970 los años 90, mientras que desde la década de 1940 hasta 1970 la fase negativa fue dominante (Hurrell, 1995).

Estudios llevados a cabo en testigos de sedimentos de la Ría de Vigo (Álvarez et al, 2005) han sugerido que las variaciones en las aguas superficiales de la Ría de Vigo están controladas por cambios en el gradiente atmosférico como respuesta a las variaciones de la NAO a escala milenaria. El estudio de la abundancia de coccolitos y biomarcadores moleculares les permitió señalar cambios en los regímenes hidrográficos y atmosféricos en la Ría a lo largo de los últimos 3000 años, que se concretan en tres intervalos: el Intervalo I (ca. 975 años AC–252 DC), en el que se sugiere una transición de un período climático cálido a uno frío en el que prevalecería una fase NAO positiva; el intervalo II (ca. 252–1368 DC), un período húmedo relacionado con una fase NAO negativa; y el intervalo III (ca. 1368–1950 DC) en el que los autores identifican un incremento de la influencia marina en la Ría de Vigo y un descenso de los aportes fluviales, lo que podría corresponder a una fase NAO positiva.

3.2. El nivel del mar en el último interglacial. Evidencias sedimentarias y geomorfológicas en El NW de la Península Ibérica y neotectónica.

Como ya se ha señalado en el capítulo 1, los estudios isotópicos de los testigos oceánicos sugieren que el nivel del mar fue inferior al actual durante los estadios isotópicos 7, 13, 15, 17 y 19 y similar al actual durante los estadios 5, 9 y 11 (Shackleton, 1987). Con anterioridad a estos eventos cuaternarios, se ha identificado otro máximo eustático durante el Plioceno Medio (3.3 -3.9 Ma), cuya amplitud oscila entre +5 m y >+ 40 m s.n.m.a.sobre el

nivel del mar actual, y que suele establecerse en + 25 m a efectos de modelización (Raymo et al, 2009).

Diversos estudios de campo y geocronológicos de depósitos pleistocenos en Bermuda, las Bahamas y Oahu, en las Islas Hawai (Hearty et al., 1999, Kindler y Hearty, 2000, Hearty, 2002a, Olson y Hearty, 2003; Hearty y Olson, 2008), Alaska (Kaufman and Brigham-Grette, 1993), Curaçao–Antillas Holandesas (Lundberg y McFarlane, 2002), Sudáfrica (Roberts et al., 2007) y el Reino Unido (Bowen, 1999) han sugerido que durante el MIS 11 (hace 400.000 años), uno de los interglaciales cuaternarios más largos y cálidos (Howard, 1997; Droxler and Farrell, 2000; McManus et al., 2003; EPICA, 2004) el nivel del mar se situó a unos +20 sobre el nivel del mar actual. A pesar de estas evidencias, la magnitud de este evento eustático no ha obtenido todavía una aceptación global por parte de la comunidad científica.

En cuanto a la cronología de la transgresión relacionada con el último interglacial (MIS 5e), Chen et al., 1991 y Muhs et al., 2002 señalan un único periodo en el que el nivel del mar estuvo unos 5 m sobre el nivel actual (s.n.m.a.) entre 130.000 y 120.000 años cal. BP. En los márgenes estables de Australia los datos sostienen también la existencia de un prolongado período con un nivel del mar superior al actual de + 3 m s.n.m.a en la parte occidental (Stirling et al., 1998) y + 2 m en Australia meridional (Murray-Wallace, 2002) entre 128.000–110.000 años BP. En cambio, los trabajos llevados a cabo en las Bahamas (Newmann y Hearty, 1996; Hearty y Newmann, 2001; Hearty, 2002a), sugieren dos momentos en los que el nivel del mar fue superior al actual, el primero de +2.5 m s.n.m.a. (132.000-125.000 años) y el segundo de + 6 m s.n.m.a. (118.000 años) separados por un momento en el que el nivel del mar estuvo más bajo que el actual (-3 m s.n.m.a.) hacia el 125.000 cal BP. En costas tectónicamente emergidas también se han encontrado vestigios de niveles del mar más altos que el actual durante el MIS 5e: Schellmann y Radtke (2004) identificaron dos niveles del mar más elevados que el actual en Barbados, localizados a + 2 y 0 m s.n.m.a y que corresponden al 128000 y el 120000 BP respectivamente; también en costas emergidas, Dumas et al (2006) encuentran en Haití pruebas de dos niveles del mar altos, a +5 y +2 m s.n.m.a en 130.000 y 118.000 BP. Los datos obtenidos por Dumas et al. (2005) en la costa de Calabria (Italia) sugieren que durante el último interglacial se han producido al menos 11 pequeñas oscilaciones durante el MIS 5e y otras 4 durante el MIS 5e-5a, y señalan una mayor amplitud en el aumento del nivel del mar en 128000 años, 122.000 y 116.000 años BP durante el MIS 5e, y a 105.000 BP y 84.000 BP durante MIS 5c/5a.

Obviando las diferencias en las fechas y la amplitud del cambio del nivel (o niveles) del mar alcanzado durante el MIS 5e, cabe destacar las numerosas evidencias sedimentológicas y geomorfológicas cuyo origen se ha relacionado con un nivel del mar más elevado durante este interglacial. Un estudio morfoestratigráfico, paleontológico y cronológico emprendido por Zazo et al. (2003) en terrazas marinas localizadas en emplazamientos costeros de las Islas Baleares, Canarias y el suroeste de la Península Ibérica que han sido tectónicamente activas durante el Cuaternario, aportó evidencias de tres niveles del mar más altos que el actual en estas costas durante el MIS 5e (entre 135.000 y 117.000 años BP, aunque no especifican la elevación que alcanzó el nivel del mar durante

esos 3 momentos sobre el actual. Los mismos autores sugieren que de acuerdo a los resultados obtenidos de mediciones de series de U, en algunas de las áreas estudiadas, hay evidencias de una o dos unidades marinas posteriores al 5e y pre-Holocena, aunque la escasez de datos isotópicos no les permitió establecer si corresponden al MIS 5c o 5a.

Recientemente se han realizado dataciones de U/Th en los espeleotemas de calcita o aragonito que los diferentes niveles del mar dejaron en los espeleotemas de cuevas kársticas en Mallorca (Dorale et al., 2010). Los autores obtuvieron edades de 116.000 y 121.000 BP de muestras recogidas a ~2.6 m que serían consistentes con datos previos del nivel del mar en el 5e en Mallorca y otras localizaciones, y también un nuevo dato de un posible nivel del mar de + 1m entre ~82.000 y 80.000 años.

En la costa atlántica gallega y la costa cantábrica peninsular, entre las evidencias geomorfológicas emergidas que pueden actuar como marcadores del nivel del mar alcanzado durante el MIS 5e destacan las superficies costeras aplanadas levantadas (terrazas marinas) interpretadas normalmente como antiguas plataformas litorales y los niveles sedimentarios marinos de arena o gravas situados por encima del nivel del mar actual. Estos depósitos y formas presentan ciertas analogías con los que aparecen en ambos márgenes del Canal de la Mancha y en la costa de Bretaña y que han sido objeto de numerosas investigaciones (Haslett y Curr, 2001; Bates et al., 2003; Regnaud et al., 2003; Keen, 1982; Keen, 1995; Coutard et al., 2006). La Tabla 28 recoge las principales referencias de niveles del mar superiores al actual durante el último interglacial en la costa NW y Cantábrica de la Península Ibérica.

A pesar de esta abundancia de niveles sedimentarios identificados como evidencias de un nivel del mar más alto que el actual durante el subestadio 5e en la costa NW y cantábrica de la Península Ibérica, cabe destacar la escasez de dataciones que permitan establecer fechas concretas. La mayor parte de las evidencias son sugeridas como resultado de correlaciones topográficas y analogías sedimentarias y morfológicas con otros niveles conocidos. Cabe destacar, sin embargo, las dataciones (termoluminiscencia y U/Th) realizadas Alonso y Pagés (2007) en diferentes niveles sedimentarios en la costa de Galicia que identificaron, basándose en criterios sedimentológicos, como playas levantadas pleistocenas. La base de estos niveles se encuentra entre +1.5 y +3.5 m sobre el nivel del mar actual y normalmente descansan directamente sobre la plataforma rocosa. Los niveles identificados como marinos se dataron en edades comprendidas entre 74.300 ± 6.600 y 53.900 ± 4.100 años. Las muestras más antiguas se enmarcan en el final del último período interglacial (5a), mientras las más recientes pueden situarse en el MIS 4. Estas fechas son coherentes con las obtenidas por Garzón et al. (1996) de 71.000 años BP en una playa antigua situada en la parte central del Golfo de Vizcaya (Playa de Oyambre) utilizando el método de racemización de aminoácidos y cercanas las obtenidas por Dorale et al. (2010) en Mallorca. Por lo tanto, las únicas dataciones de niveles marinos pleistocenos en la costa cantábrica peninsular apuntan a que la deposición de los mismos tuvo lugar en el último período interglacial, en el MIS 5a, y por lo tanto entre el 85.000 y 74.000 (Potter et al, 2004; Schellman et al., 2004). Sin embargo, Alonso y Pagés (2007) destacan que no se puede descartar una subestimación de las edades obtenidas, dadas las características litológicas de

los afloramientos o por un posible rejuvenecimiento de estos niveles debido a procesos de alteración que afectarían a las playas antiguas tras ser cubiertas por depósitos más recientes, y dado que las elevaciones a las que se encuentran los niveles marinos pleistocenos coinciden bien con otros identificados en el Canal de la Mancha, quizá no pueda obviarse la posibilidad de que los niveles estudiados sean atribuibles al MIS 5e.

La comparación de dataciones de depósitos pleistocenos en la costa Gallega con otros de la costa cantábrica (playas levantadas de Merón y Oyambre, en Cantabria), permitió a Alonso y Pagés (2007) defender que la costa cantábrica ha sufrido un levantamiento entre 2 y 3 metros más que el norte de Galicia desde el último Interglacial, lo que permitiría asumir la hipótesis previa de Mary (1979) que consideró la existencia de movimientos tectónicos de ascenso en la costa cantábrica de la Península Ibérica, de mayor magnitud en el Golfo de Vizcaya y disminuyendo en magnitud hacia el oeste.

Por otro lado, en la costa gallega, la posición con respecto al nivel del mar actual de cuevas marinas abandonadas y fosilizadas por sedimentos, rampas de marea alta labradas en plataformas rocosas y límites acantilado-plataforma litoral así como otras evidencias geomorfológicas y sedimentarias permiten sugerir que el nivel del mar durante el último interglacial estuvo entre 2 y 3 m más alto que el actual (Trenhaile et al., 1999). Estas evidencias son coherentes con formas costeras modeladas durante el MIS 5 que pueden encontrarse en numerosas localizaciones a nivel mundial, lo que sugiere que no ha habido una actividad tectónica o isostática significativa en Galicia desde al menos el último estadio interglacial.

3.3. Cambios recientes en el nivel del mar. El nivel del mar en el Holoceno en el NW de la Península Ibérica

El final del último período interglacial (MIS 5e) coincide con un enfriamiento relativamente rápido y la consiguiente expansión de los cuerpos glaciales. No existe un límite preciso entre el Interglacial Eemiense (5e) y el consecuente período glacial Weischelian (MIS 5d- MIS 2) en cuanto al nivel del mar, ya que, como se ha mostrado en el apartado anterior, se han identificado niveles del mar superior al actual entre el MIS 5e y el MIS 4, y por lo tanto posteriores al interglacial Eemiense. En cuanto a la degradación climática, Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1991 han sugerido un rápido descenso de las temperaturas entre 125.000-115.000 BP.

Tabla 28. Referencias sobre niveles marinos del MIS 5e en el NW y la Costa Cantábrica Peninsular.

Nº	Referencia	Localización	Posición	Edad	Datación	Elemento	Tendencia
1	Edeso et al. 1990	Anzarán	+10/16	Eemiense		Dep. estuarino	T
2	Edeso y Ugarte, 1990; Cearreta et al., 1992; Edeso, 1992	Goizut	40/45	Pleist. Sup. (Holstein)		Playa	T
3	Cearreta y Pascual 1990	Gorlitz	+8/10	Eemiense		Dep. intermareal	T
4	Cearreta y Pascual 1990; Cearreta et al. 1992	Barrika, Errekalde, Arrietara	30/40	Pleist. Sup.		Rasa y dunas	R?
5	Cearreta et al 1992	Castro Urdiales	+6	Eemiense		Nivel de playa	T
6	Cearreta et al 1992	Cabo Oyambre	+4,5	Eemiense		Plataf. y playa	T
7	Mary et al. 1975; Mary, 1990	La Franca	+5 m	Eemiense 5e		Plataf. y playa	T
8	Mtnez. Cortizas et al. 1997	Illas Cies	Supramareal	Eemiense		Playa y duna	T
9	Cano et al. 1997	Baiona-A Garda	+3/+5	Eemiense		Plataforma	T
10	Garzón, 1996	Cantabria Oyambre y Merón	+ 3 m	MIS 5a	Dataciones con racemización de aminoácidos de dos tipos de moluscos. 71 ka BP y 21 ka	Niveles sedimentarios marinos	T
11	Trenhaile et al ,1999	Costa atlántica de Galicia	+2 - + 3 m	Eemiense 5e		Evidencias sedimentológicas y morfológicas	T
12	Alonso, A y Pagés, J.L (2007)	Varios depósitos en la costa gallega	1.5-3.5 m	MIS 5a	Fechas datadas mediante U/Th. Edades comprendidas entre 74,3 ±6,6 y 53,9 ±4,1 ka (ka).	Niveles marinos de cantos y gravas o de arenas	T

Según la cronología obtenida a partir de los estudios isotópicos de los registros de los fondos oceánicos, el Weischelian, se inicia hacia el 115.000 BP y culmina con una recuperación de las temperaturas hacia el 10.000 BP (Imbrie et al., 1984). Durante este período la concentración de agua en los cuerpos glaciales implicó que el nivel del mar se mantuviera por debajo del actual. Quedando las áreas costeras anteriores bajo condiciones continentales de frío intenso, aunque a lo largo de este período se distinguen algunos momentos relativamente más cálidos. Tradicionalmente, el Weichselian se divide, en base a los estadios isotópicos en los siguientes subperíodos: Antiguo (115.000-75.000 BP) y Pleniglacial, y este último se divide en Pleniglacial Inferior (75.000-60.000 BP), Pleniglacial Medio (60.000-30.000 BP), Pleniglacial Superior (30.000-15.000 BP) y Tardiglacial (15.000-10.000 BP). Durante el Tardiglacial se identifican dos fases de empeoramiento climático: el Dryas Antiguo (15.000-13.000 BP) y el Dryas Reciente (11.100 BP), separadas por una fase templada conocida como Bølling-Allerød. El Dryas Reciente es una fase de enfriamiento drástico previa al calentamiento del Holoceno, que ocurre como respuesta a la entrada masiva de agua de deshielo en el Océano Atlántico. Durante este fase fría, el frente polar se situó a la latitud de Galicia (Ruddiman y McIntyre, 1973; 1981), lo que supuso un descenso de la temperatura del agua superficial que se encontraba por debajo de 10 °C. Dias (1985, 2000) en su estudio sobre la migración de la línea de costa en los últimos 18.000 años en la plataforma continental septentrional portuguesa apuntó a que, a pesar de que existen diferencias regionales en la intensidad de la subida del nivel del mar, existe un cierto contexto en lo que respecta a la existencia de dos períodos regresivos en el marco de la

transgresión holocena. Estos momentos regresivos se sitúan entre 15.000-14.000 años BP y 11.000-10.000 BP, y por lo tanto coinciden con esas fases de regresión climática: el Dryas antiguo y el Dryas reciente respectivamente.

Tras el último máximo glacial (LGM) hacia el 18.000 BP, se inicia, al recuperarse las temperaturas a lo largo del interglacial Holoceno, una subida del nivel del mar como consecuencia del deshielo de los casquetes polares. El marcado incremento del nivel del mar a nivel global de más de 100 m desde el último máximo glacial (18.000 cal. BP) es un hecho universalmente reconocido en la actualidad. La evidencia de este cambio se ha descrito detalladamente en áreas diversas (Pirazzoli, 1991). Sin embargo, otros aspectos de la llamada Transgresión Holocena siguen siendo objeto de discusión, como es la entidad y cronología de posibles fases regresivas y transgresivas dentro de la tendencia general de ascenso, y en este sentido, Kearney (2000) ha destacado que la argumentación científica en cuanto a los cambios del nivel del mar holocenos se centra más en la fiabilidad de sus evidencias que en si las fluctuaciones ocurrieron realmente, y pese a las evidencias a nivel global de un posible nivel del mar más alto que el actual entre el 8000 y el 5000 BP, son muchos los investigadores que rechazan este posible evento transgresivo. En cualquier caso, la transgresión Holocena, que supuso la inundación de valles fluviales, la formación de estuarios, playas y sistemas dunares, y la puesta en marcha de fenómenos erosivos entre otros muchos procesos. En los últimos 21.000 años la posición del mar, media global, se situó unos -120 m durante el máximo del último glacial. A partir de ese momento el mar comenzó a subir de forma discontinua hasta alcanzar el nivel más alto en lo que se conoce como máximo Flandriense (Zazo, 2006). La transgresión Holocena supuso la inundación de las zonas que habían permanecido emergidas durante la regresión glacial. El ascenso del nivel del mar supuso la formación de aparatos sedimentarios como estuarios, playas y sistemas dunares, pero también la puesta en marcha de procesos erosivos.

La curva Holocena de ascenso eustático del nivel del mar se inicia hace unos 19.000 años BP con una tasa de ascenso rápida, reduciéndose a partir de los 7000-5000 años BP según los distintos autores y especialmente de la componente de ajuste isostático regional (Chappel y Shackleton, 1986; Long, 2001; Zazo et al, 2006). La contribución de la componente eustática prácticamente desaparece hace unos 4000 años BP al finalizar la entrada de agua de fusión glacial (Peltier, 2002). Existen varias curvas de ascenso del nivel del mar durante el Holoceno (p.ej. Fairbridge, 1961; Jelgersma, 1961), pero la respuesta regional y local del nivel del mar a lo largo del Holoceno sigue siendo objeto de numerosas investigaciones. Por proximidad al área de estudio, cabe destacar la diseñada por Dias (1985) para la costa portuguesa, y por lo tanto para la costa atlántica de la Península Ibérica. De acuerdo con esta curva, el nivel del mar se situó aproximadamente -130 a -140 m durante el último máximo Glacial (LGM), momento durante el cual, de acuerdo con numerosos autores (p.ej. McIntyre et al. 1976; Molina-Cruz y Thiede, 1978), el frente polar en este momento alcanzó la latitud del Norte de Portugal, implicando una temperatura invernal de las aguas costeras por debajo de 4 °C. Tras este nivel del LGM, el nivel del mar describió un ascenso progresivo hasta estabilizarse o mostrar un ligero descenso hasta -100 m en 16.000 cal. BP. Desde el 13.000 BP ocurrió un ascenso rápido alcanzándose -40 m entre el 12.000 y el 11.000 BP, con un descenso consecutivo e igualmente rápido, hasta -60 m como respuesta al

enfriamiento del Younger Dryas. Hacia el 10.000 BP se inició otro período de ascenso rápido, que se ralentizó hacia el 8000 BP, cuando el nivel del mar se situaría en torno a -20 m. Según esta curva, el nivel del mar actual se habría alcanzado hacia el 3500 cal. BP.

Durante el Holoceno, el ritmo de ascenso del nivel del mar no fue homogéneo. Son numerosos los trabajos en los que se han mostrado evidencias de fases transgresivas y regresivas de diferente duración e intensidad. Varios trabajos confirman que el ritmo de ascenso rápido del mar que acompañó al incremento global de la temperatura entre 18.000 y 6000 años BP (Shackleton, 1987) se redujo después hasta alcanzar su posición actual (Alonso y Pagés, 2000; Dias et al. 2000; Rivas, 2000;). En el contexto del Mediterráneo peninsular, varias investigaciones señalan que durante aproximadamente el 10.000 y el 5000 BP el ascenso del nivel del mar fue rápido. (p.ej. Dabrio, 2000; Moura, 2007). Dabrio et al. (2000) estimaron a partir de un estudio en el Golfo de Cádiz, que entre 10.500 y 7.000 cal años BP el nivel del mar ascendió a un ritmo de aproximadamente 5-7 mm/año y que este tasa se redujo significativamente entre el 7000 y el 4500 cal BP hasta valores de 2-6 mm/año. Moura et al. (2007) señalaron una fase transgresiva de ascenso rápido del mar entre el 8800 y el 6600 BP. Aunque no existen datos precisos sobre los cambios del nivel del mar Holocenos en la costa atlántica de la Península Ibérica, los publicados sugieren que el máximo eustático se alcanzó entre hace 5000 y 2500 años (Bao et al., 1999, 2007; Dias et al., 2000; Freitas et al, 2002, 2003; Leorri y Cearreta, 2004; Moura et al, 2007; Santos Fidalgo y Vidal Romaní, 1993; López Cancelo y Vidal Romaní, 2000; Costas-Otero, 2008; Costas-Otero et al, 2009). Bao et al. (2007) han estimado la posición del nivel medio del mar hasta 7 metros por debajo del actual hacia el 5700 cal BP. Costas (2007), en un estudio realizado en las Islas Cíes, ha propuesto que hacia el año 3500 BP el mar no habría alcanzado su nivel actual. Según estos trabajos, encaminados a desentramar los cambios del nivel del mar en el Holoceno en la costa atlántica Gallega y el norte de Portugal, el nivel del mar actual no se alcanzó antes del 3000 BP.

Al contrario, el análisis de diferentes proxies ha llevado a algunos autores a afirmar la existencia de una o más posiciones del nivel medio del mar superior a la actual durante el Holoceno en la costa cantábrica de la península Ibérica. Mary (1975, 1979, 1985, 1983, 1990) y Mary et al., (1975) basándose en los análisis de polen y en la datación con ^{14}C de las turberas de las playas de Merón y Oyambre (Cantabria) fecharon un máximo transgresivo holoceno en el litoral cantábrico, en el que el mar se situaría entre +1 y +2 m sobre el nivel del mar actual, entre 5880 ± 130 y 4770 ± 110 BP, con invasiones marinas posteriores (Mary 1968, 1992), datadas a principio de la era cristiana (2150 ± 100 y 1920 ± 110 BP) en las playas de Xivares, Bagueñes y Tenrero (Asturias).

Tabla 29. Dataciones absolutas de sedimentos que pueden asociarse a cambios del nivel del mar en el Cantábrico (tomado de Salas et al. 1996).

Muestra	Situación	Localidad	Edad BP	Altura	Autor
R. vegetales	Estuario IS 1	Río Bidasoa	7.810±130	- 25 m	Cearreta <i>et al</i> , 1992
R. vegetales	Estuario IS 2	Río Bidasoa	6.590±120	- 15,5 m	Cearreta <i>et al</i> , 1992
R. vegetales	Estuario IS 2	Río Bidasoa	6.630±120	- 2 m	Cearreta <i>et al</i> , 1992
Turba	Playa	Gerra I	5.880±130	Intermareal	Mary, 1.979
Troncos	Playa	Gerra III a	5850±200	Intermareal	Mary, 1.979
M. orgánica	Estuario	Herriko Barra	5.810±170	Intermareal	Cearreta <i>et al</i> , 1990
Turba	Playa	Gerra II	5.300±120	Intermareal	Mary, 1979
Troncos	Playa	Gerra III b	5.250±90	Intermareal	Mary, 1.979
M. orgánica	Estuario	Herriko Barra	4.920±100	+ 2,5 m	Altuna <i>et al</i> , 1.990
Turba	Playa	Arroyo Bederna	4.770±110	Intermareal	Mary, 1.979
Turba	Playa	Ares	4.350±90	Intermareal	Santos-Vidal, 1993
Tronco	Playa	Trengandín	4.070±100	Intermareal	Cearreta, 1.993
Turba	Playa	Ares	3.970±50	Intermareal	Santos-Vidal, 1.993
Madera	Playa	Ares	3.450±100	Intermareal	Santos-Vidal, 1.993
Madera	Playa	Trengandín	3.080±100	Intermareal	Cearreta, 1.993
Tronco	Playa	Trengandín	2.890±70	Intermareal	Salas <i>et al</i> , 1996
Madera	Fluvial	Besaya-Torrelav.	2.780±80	- 0,5 m	Salas <i>et al</i> , 1996
R. vegetales	Estuario IS 2	Río Bidasoa	2.740±90	- 5 m	Cearreta <i>et al</i> , 1992
Carbón vegetal	Estuario	Xivares	2.150±110	+ 1 m	Mary, 1.968
	Rasa	Fontías	1.920±120	+ 1 m	Mary, 1975

Nota.- Las cotas indican la situación de los depósitos respecto al nivel medio intermareal actual, y no la altura del nivel del mar en la fecha que se indica.

Cearreta et al. (1992). a partir del estudio del estuario de Bidasoa (Golfo de Vizcaya) identifican dos fases transgresivas durante el Holoceno: la primera anterior al 8000 BP, y la segunda hacia el 2800 BP. Los mismos autores, tras el estudio del depósito de (Cantabria), identifican dos niveles marinos 1 m por encima de la playa actual. El nivel más reciente fue datado en 4770 BP y el más antiguo en 5.300 BP.

Edeso (1991, 1992) identifica para el litoral vasco una fase transgresiva activa ya en el 7810 ± 130 BP y posiblemente en torno al 9.000 y que llega hasta el 5810 ±170. Durante este período se alcanza el máximo flandriense, siendo el momento en el que el mar alcanzó su cota más elevada. Según éste y otros autores (Edeso 1994; Cearreta et al, 1992) entre el 5810 ± 170 y el 4920 ± 100 BP ocurre una fase regresiva (aunque no precisan altura del nivel del mar durante la misma); a esta fase regresiva sigue una segunda fase transgresiva entre el 4920 ±100 BP y el 2740 ± 90 BP (Edeso, 1990), que coincidiría con la transgresión dunquerqueña europea (Ozer, 1976), y la denominada por Mary (1968, 1992) Xivares (entre 2150 ±100 y 1920 ±110 BP). A esta transgresión sigue una nueva fase regresiva entre el 2740 ±90 y el 1420 ±20 BP. Altuna et al. (1989) identificaron dos episodios transgresivos holocenos que afectaron a la costa del País Vasco (Zarautz, País Vasco) uno anterior al 5800 BP y otro posterior al 4900 BP. López Cancelo y Vidal Romaní (2000) a partir del estudio sedimentológico y micropaleontológico de un testigo sedimentario de la Ría de Foz dedujeron una fase regresiva entre 8200 y 4000 años BP (L2) entre dos etapas transgresivas: 10400-8200 años BP (L1) y entre 4000 años BP y la actualidad (L3). El máximo nivel del mar que se asigna a esta época, se asimila al determinado para otra zona del borde cantábrico, que lo sitúa en +3 m (Cearreta, 1993). Fuera del ámbito del Cantábrico, cabe destacar que en la Ría de Ares, el estudio sedimentológico, polínico y micropaleontológico de una pequeña

Laguna en Seselle ha permitido a Santos Fidalgo y Vidal Romaní (1993) identificar una oscilación eustática positiva en el Suboreal (hace 4000 años).

Un estudio muy reciente realizado por Alonso y Pagés (2010) propone una reconstrucción de la curva del nivel del mar durante el Holoceno en el noroeste de la Península Ibérica. El estudio se basa en análisis sedimentológicos (litofacies y biofacies) y dataciones por radiocarbono de 77 muestras correspondientes a sondeos en estuarios. Estos autores defienden que hacia el 11.200 BP, el nivel del mar se encontraba a 40 m por debajo del actual; el ascenso del nivel del mar sería muy rápido hasta los 7500 años BP y se ralentizó hasta que el nivel del mar se estabilizó entre los 6800 y 4200 años BP, en una posición entre 5 y 7 m por debajo de su nivel actual. A partir de ese momento la subida del nivel del mar se reanuda de forma irregular, con una primera etapa de aceleración hasta los 3100 BP, otra de estabilización entre los 3100 y los 2600 años BP, seguida de otra final de subida. Este planteamiento de la curva Holocena del nivel del mar presenta analogías con el modelo secuencial propuesto en la costa atlántica y cantábrica peninsular por autores como Leorri y Cearreta (2009), en el País Vasco, Vis et al. (2008) y Boski et al. (2008) en Portugal o Dabrio et al. (2000) en la costa de Cádiz. Sin embargo para Alonso y Pagés (2010), el nivel del mar Holoceno no muestra oscilaciones regresivas sino que se trata de una transgresión continua con diferentes etapas en función de la velocidad de ascenso. Para estos autores, las posibles evidencias de una pulsación positiva del nivel del mar *Flandriense*, como la que identifican Mary (1979) o Cerraeta (1992) responden únicamente a forzamientos tectónicos.

Las fechas aportadas por los diversos autores no coinciden exactamente; estas fechas en ocasiones no están calibradas y hay una cierta imprecisión en las alturas topográficas de las muestras datadas. Todo ello dificulta la reconstrucción de la curva del nivel del mar en el Holoceno en la costa cantábrica peninsular. Pese a todo, los trabajos encaminados a reconstruir esta curva sugieren la existencia de al menos un evento transgresivo en el que el mar alcanzó las cotas actuales o se situó por encima de las mismas. Los trabajos mencionados apuntan a que en el marco de la transgresión holocena uno de los eventos transgresivos, en el que el mar alcanzó su cota máxima, ocurrió entre el 4500 BP y el 5800 BP (fechas no calibradas). Mary (1990) sugirió que este evento transgresivo anterior al 6000 es un fenómeno regional relacionado con una reacción epirogénica diferida de E a W según la misma polaridad de la orogenia pirenaica; sin embargo, Salas et al (1996) a partir del estudio de la turbera de Trengadín (Cantabria) y la correlación de las edades radiocarbónicas que obtienen, con otros registros sedimentarios estudiados, determinan que entre el 4070 \pm 100 y el 2890 \pm 70 BP el nivel del mar estaba unos -2 m por debajo del nivel actual, y que resulta improbable que haya habido un máximo transgresivo en el período Atlántico, sino que habría sucedido en el período Sub-Atlántico, hacia el cambio de Era. Todas estas evidencias, con sus imprecisiones, sugieren que ha habido una pulsación positiva del nivel del mar hacia la mitad del periodo Holoceno cuyo registro sedimentario debe estar influido por cuestiones de tipo local; así, debe considerarse la respuesta local/regional a este evento transgresivo para una correcta interpretación de los niveles alcanzados y los procesos sedimentarios generados.

3.4. Los depósitos sedimentarios de Punta Gallín

3.4.1. Sedimentos antiguos en el tramo costero comprendido entre la Ría de Foz y la Ría de Ribadeo

En el tramo costero comprendido entre las rías de Ribadeo y Foz es frecuente la presencia de depósitos que quedan colgados sobre los acantilados rocosos (Figuras 66, 67, 68 y 69) como resultado del retroceso de la línea de costa. Generalmente, estos afloramientos se conservan en sectores protegidos, como el fondo de canales, cuevas litorales o pequeños entrantes costeros. Se trata de sedimentos cuyas características se asemejan a los estudiados en la costa atlántica, formados bajo condiciones morfogenéticas frías, periglaciales y nivales, durante el último periodo glacial (Costa Casais, 2001; Costa Casais et al., 1994). En la Figura 66 se presenta un resumen de las variaciones identificadas en las facies sedimentarias del sector entre Ribadeo y Foz.

El depósito que aparece en la península que antecede a Illa da Pancha constituye un buen ejemplo de estas variaciones (Figura 66 a y b, Figura 67, Figura 68). El nivel basal, apoyado sobre el sustrato rocoso intensamente alterado, se caracteriza por el predominio de limos y arenas finas con un porcentaje variable de gravas angulosas, que suele presentar colores marrones y marrones amarillentos. Sobre este nivel se sitúa una capa arenosa, generalmente inferior a los 45 cm de potencia, de colores marrones grisáceos con indicios de edafización. Sobre este nivel se sitúa una capa de gravas angulosas a subangulosas de cuarcita. El techo de la sedimentación está constituido por niveles arenosos con gravas intercaladas, de tonos marrones sobre el que se desarrolla el suelo actual. La potencia de este nivel superficial resulta en ocasiones difícil de estimar ya que suele aparecer cubierto por vegetación típica de los acantilados.

En la base de algunos de estos depósitos, preferentemente cuando el sustrato lo constituyen areniscas, pizarras o filitas, se observa un nivel afectado por procesos de crioclastia, con niveles de gravas angulosas sin ordenar, en una matriz de arenas, limos y arcillas de colores grisáceos a amarillo pálido.

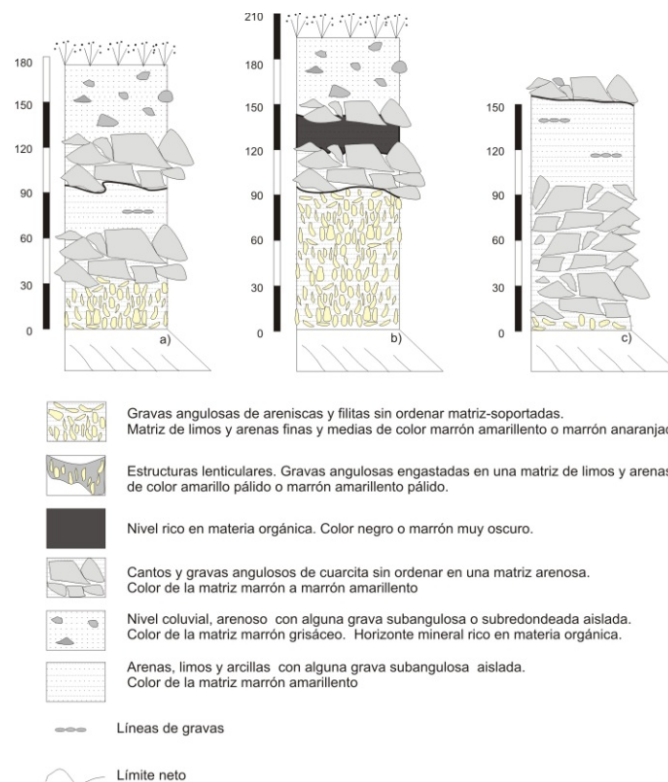


Figura 66. Niveles esquemáticos de las variaciones de los depósitos con facies periglaciales en posiciones costeras en el tramo costero comprendido entre Foz y Ribadeo.



Figura 67. Depósito de A Illa da Pancha. Se trata de un depósito con importantes variaciones laterales en la potencia de los niveles sedimentarios. De muro a techo podemos distinguir 5 niveles sedimentarios: (i) un nivel basal de gravas angulosas con formas aplanadas engastadas en una matriz limosa, que podrían corresponder a procesos de crioturación in situ; (ii) un nivel de gravas y cantos angulosos y subangulosos sin ordenar; (iii) un nivel de arenas, arcillas y limos con alguna grava intercalada que muestra indicios de edafización; (iv) otro nivel de gravas y cantos angulosos; (v) un nivel coluvial.



Figura 68. Detalle de otro sector del depósito da Illa da Pancha.



Figura 69. Ejemplo de los depósitos que suelen aparecer en el fondo de túneles y cuevas litorales en el tramo costero comprendido entre Ribadeo y Foz. En este caso se observa un nivel basal de cantos y gravas angulosas de cuarcita y arenisca sin ordenar, un nivel intermedio de arenas, limos y arcillas con alguna grava angular que se disponen de forma laminar, e indicios de un nivel superior de cantos angulosos.

Muchos de los depósitos que aparecen en este tramo costero son difíciles de caracterizar, dado que su habitual posición colgada sobre los acantilados dificulta el muestreo. La Figura 69 es un ejemplo de los depósitos que quedan en esta posición. Un depósito que merece ser destacado por su variedad de facies y accesibilidad es el acantilado sedimentario que aflora en el fondo de la ensenada de Cegoñas (Figura 70). Éste descansa sobre una superficie aplanada labrada sobre diabasas y muestra variaciones laterales en la potencia de los niveles que contiene. En el sector central de la ensenada el depósito supera ligeramente los 2 m de potencia, pudiendo distinguirse de muro a techo los siguientes niveles sedimentarios: (i) sobre la superficie aplanada, con una potencia de unos 60 cm se dispone un nivel de gravas de pizarra y areniscas con formas discoidales en una matriz de

limos, arcillas y arenas el color de la matriz es marrón amarillento; de forma gradual se pasa a un segundo nivel (ii) de unos 65 cm de potencia, compuesto de arenas, limos y arcillas y algunas gravas de pizarra y arenisca redondeadas. Sobre él (iii) aparece un nivel de unos 60 cm de potencia, de gravas y bloques de forma discoidal que aparecen imbricados, sin matriz, y con granoclasificación negativa; finalmente en el techo del depósito (iv) aflora un nivel de arenas que podría corresponder a un depósito eólico, de color gris claro en el que se engastan algunas gravas.



Figura 70. Imagen del sector central del depósito sedimentario de la Ensenada de Cegoñas.

3.4.2. Descripción general de los niveles sedimentarios identificados en Punta Gallín.

A pesar de sus reducidas dimensiones, Punta Gallín, presenta una compleja variedad de facies sedimentarias antiguas que complica las tareas de correlacionar los diferentes niveles identificados así como su interpretación cronológica y sedimentaria. Los diferentes niveles sedimentarios afloran en los entrantes Gallín-I y Gallín-II, pero es en Gallín-I en donde se encuentran los depósitos más complejos y de mayor potencia. En ambos casos, los depósitos sedimentarios se han conservado principalmente en el fondo de las ensenadas, la posición más protegida de la erosión marina gracias en gran parte a la extensión y elevación de las plataformas litorales situadas frente a ellos.

3.4.2.1. Depósitos sedimentarios en Gallín-II

La potencia, extensión y complejidad de las facies sedimentarias de Gallín-II es muy inferior a las de Gallín-I, y también son diferentes las facies sedimentarias entre ambos entrantes. Estas diferencias pueden explicarse por la mayor importancia de los procesos fluviales en la ensenada Gallín-II, que por su topografía podría considerarse como un paleo-valle. En el flanco oriental de la ensenada, aflora un depósito de tipo periglacial que tapiza la ladera del acantilado y queda colgado sobre el escarpe basal. El depósito es muy difícil de observar, ya que la ladera está prácticamente cubierta por vegetación. En las partes en que queda expuesto se observa que está compuesto de fragmentos heterométricos de filita y cuarcita intensamente alterados y que se engastan en una matriz limo-arenosa de color pardo amarillento. En el sector más protegido, hacia el fondo de la ensenada Gallín II, el

depósito se asienta sobre un nivel de gravas y bloques subredondeados clastosoportados en el que no se aprecia ni granoclasificación ni organización aparente de los clastos.

En el fondo de la ensenada se aprecia un depósito (GA-II-B) de espesor variable que alcanza 105 cm de potencia máxima. Éste se asienta directamente sobre la plataforma y en el alternan niveles de gravas y cantos subredondeados de cuarcita y niveles de suelo mineral rico en materia orgánica. Aunque no se ha analizado en profundidad, el depósito parece corresponder a un ambiente de sedimentación en el que alternaron episodios fluviales y marinos. Actualmente, tal y como se explicó anteriormente, la vaguada situada tras la península de Gallin se encuentra colmatada y el curso fluvial desemboca más al sur, lo que dificulta la existencia de eventos de descarga fluvial. Desconocemos desde qué momento se pudieron paralizar los aportes fluviales a la ensenada de GA-II, y actualmente la dinámica está completamente dominada por la acción del oleaje.



Figura 71. Vista general del depósito GA-II-B en la base de la ladera oriental de Gallín-II.



Figura 72. Detalle del depósito GA-II-B, en el fondo de la ensenada Gallín-II.

3.4.2.2. El depósito sedimentario de Gallín-I

En la ensenada Gallín-I afloran los depósitos más complejos que fosilizan la plataforma GA-I y los acantilados, con importantes variaciones laterales tanto en las facies como en la potencia de las mismas (Figura 73). El depósito de Gallín-I se presenta en gran parte de su extensión en forma de acantilado, con una potencia variable entre 80 y 315 cm. La potencia máxima corresponde al afloramiento en el sector oriental de la ensenada, donde el depósito se encuentra protegido de la erosión marina por un saliente cuarcítico y a adosado a un paleoacantilado rocoso; la potencia del depósito desciende hacia el oeste, alcanzando la potencia mínima en el centro de la ensenada (80 cm) y recuperando altura hasta 200 cm en el sector más occidental. Debe mencionarse que en el sector central de la ensenada la potencia sedimentaria real es superior a la altura del acantilado, ya que el depósito continúa 120 cm bajo la playa de cantos actual, como se comprobó mediante el uso de una barrena Edelman.

La característica granulométrica más destacable es la gran heterogeneidad y las diferencias existentes entre las dos secciones laterales del entrante. Las facies de material grueso afloran preferentemente en los sectores oriental y central, mientras en el sector occidental predominan los niveles de material fino. No todos los niveles sedimentarios están presentes a lo largo del depósito, hecho que determina que el acantilado sedimentario que forman actualmente los depósitos muestre importantes variaciones laterales de acuerdo con los siguientes factores: (i) la topografía del entrante rocoso sobre el que se disponen los sedimentos, (ii) la importancia relativa que los diferentes procesos sedimentarios tuvieron en cada sector del entrante de acuerdo con la topografía general del área y (iii) la presencia de una playa de bloques que ha actuado protegiendo de la erosión la parte baja del depósito en su sector central. Para simplificar la descripción general de los niveles identificados, se ha realizado un esquema distinguiendo entre el sector oriental, central y occidental (Figura 73, tablas 30, 31, 32, 33, 34).

Tabla 30. Descripción de una secuencia sedimentaria tipo en el sector oriental del depósito (a)

Unidad	Profundidad (cm)	Descripción
So5	0-30	Suelo actual. Material fino, arenas y limos con abundante materia orgánica. Aparece alguna grava subangulosa-subredondeada. En seco presenta colores grisáceos oscuros (10 YR 3/1, 10 YR 4/1) y en húmedo marrones a negros (10YR 2/2). Estructura débil migajosa, consistencia en seco blando y muy friable en húmedo, no adherente y no plástico. Presenta abundantes raíces finas y medias. Límite basal difuso
So4	30-40	Material fino, limo-arenoso de color marrón amarillento oscuro a marrón grisáceo (10 YR 5/4) con gravas finas muy escasas. Las arenas muestran marcas de transporte eólico. Estructura moderada en bloques subangulares finos a medianos. Consistencia en seco ligeramente duro y en húmedo friable. Adherente y ligeramente plástico. Límite basal neto.
So3	40-120	Mezcla de gravas subangulosas y angulosas de cuarcita en una matriz de color marrón oscuro (10 YR 2/2 10 YR 3/3) rica en materia orgánica. En este nivel pueden distinguirse dos subunidades: una inferior con clastos de cuarcita matriz-soportados y una superior clastosoportada. En ambas unidades los clastos muestran una orientación preferente siguiendo la pendiente de la ladera. Límite basal neto
So2	120-220	Gravas y cantos de cuarcita angulosos, en una matriz fina limoso-arcillosa de color 10 YR 5/6 en húmedo y 10 YR 5/4 en seco. La matriz presenta una estructura moderada en bloques subangulares medianos, de consistencia en seco ligeramente duro y en húmedo friable. Ligeramente adherente y ligeramente plástico. Límite basal gradual.
So1	220-300	Arenas finas, arcillas y limos en los que se engastan algunas gravas angulosas muy alteradas. Color gris muy claro (2.5 YR 7/1) con abundantes manchas difusas, alargadas, en tonos anaranjados. Presenta una estructura masiva fuerte. En seco es muy duro y en húmedo firme. Ligeramente plástico, adherente. En los 10 cm inferiores del nivel aparece un nivel de gravas finas de cuarzo, subredondeadas. En los 15 cm superiores se engastan gravas y bloques de cuarcita intensamente alterados. En algunos sectores aparecen nódulos de arenas, de color anaranjado, fuertemente cementados.

Tabla 31. Descripción de una secuencia tipo en el sector oriental del depósito (b)

Unidad	Prof. (cm)	Descripción
Sob8	0-10	Suelo actual. Material fino, arenas y limos con abundante materia orgánica. Aparecen algunas gravas subangulosas-subredondeadas. En seco presenta colores grisáceos oscuros (10 YR 3/1, 10 YR 4/1) y en húmedo marrones a negros (10YR 2/2). Estructura débil migajosa, consistencia en seco blando y muy friable en húmedo, no adherente y no plástico. Presenta abundantes raíces finas y medias. Límite basal claro
Sob7	10-30	Gravas finas a gruesas y algunos cantos con formas subredondeadas y redondeadas casi clasto-soportadas. La matriz es de color marrón oscuro (10 YR 2/2 a 10 YR 2/1 en húmedo, 10 YR 4/1 en seco), de textura franco arenosa y sin estructura. No plástico, ligeramente adherente. Límite basal claro
Sob6	30-60	Sedimento arenoso franco de color marrón-grisáceo oscuro (10 YR 2/1 en húmedo, 10 YR 4/1 en seco). Abundantes gravas subangulosas y escasas subredondeadas, finas a gruesas. Estructura débil en bloques subangulares finos. Consistencia en seco, blando, consistencia en húmedo: muy friable; no adherente, no plástico. Algunos poros finos y algunas raíces finas. Microcarbones (< 2 mm) dispersos. Límite basal neto (línea de gravas)
Sob5	60-85	Sedimento de textura franco-arenosa y color amarillo amarronado (10 YR 4/6 en húmedo) con algunas gravas dispersas y líneas de gravas de pizarra, filita y cuarcita. Estructura débil en bloques subangulares mediana. Consistencia en seco, ligeramente duro, consistencia en húmedo: friable; no adherente, no plástico. Algunos poros finos y algunas raíces finas. Microcarbones (< 2 mm) dispersos. Esta unidad rellena las cuñas del nivel IV. Límite basal claro.
Sob4	85-150	Material fino, limo-arenoso de color marrón amarillento oscuro a marrón grisáceo (10 YR 5/4) con gravas finas muy escasas. Las arenas son finas y medias, pobremente clasificadas y muestran marcas de transporte eólico. Estructura moderada en bloques subangulares finos a medianos. Consistencia en seco duro y en húmedo firme. Adherente y ligeramente plástico. En el techo del nivel aparecen grietas cementadas por oxihidróxidos de hierro. Las grietas conservan restos de raíces finas y medias. Límite basal gradual.
Sob3	160-150	Mezcla de gravas subangulosas y angulosas de cuarcita, matriz-soportadas con orientación preferente siguiendo la pendiente de la ladera. La matriz es la misma que la que se describe en el nivel IV. Límite basal difuso.
Sob2	160-275	Clastos heterométricos fuertemente cementados, alcanza una potencia máxima de 115 cm. Su potencia decrece hacia el centro de la ensenada hasta desaparecer bajo playa de bloques actual. En el sector donde alcanza su potencia máxima se pueden distinguir 3 subunidades en función del tamaño de grano y la clasificación: la unidad inferior IIa consiste en cantos y bloques clastosoportados y fuertemente cementados por óxidos de Fe y Mn. El nivel intermedio IIb, es una unidad fuertemente cementada, compuesta de gravas y cantos moderadamente clasificados. Finalmente, la unidad superior IIc, también cementada, consiste en gravas y bloques redondeados y subredondeados pobremente clasificados; La unidad IIc es rica en material orgánica y muestra signos de crioclastia (cantos gelifractados, Figura 77) y formas de alteración de los cantos. La base de este nivel es el contacto con la plataforma rocosa. Límite neto
Sob1	275-300	Arenas finas, arcillas y limos en los que se engastan algunas gravas angulosas intensamente alteradas. El color es gris muy claro (2.5 YR 7/1) con abundantes manchas alargadas de colores anaranjados. Presenta una estructura masiva fuerte. En seco es muy duro y en húmedo firme. Ligeramente plástico, adherente. En los 10 cm inferiores del nivel aparece un nivel de gravas finas de cuarzo subredondeadas. En los 15 cm superiores se engastan gravas y bloques de cuarcita intensamente alterados.

Tabla 32. Descripción de una secuencia tipo en el sector central del depósito (a)

Unidad	Prof. (cm)	Descripción
Soc5	0-5	Suelo actual. Material fino, arenas y limos con abundante materia orgánica. Alguna grava subangulosa-subredondeada. En seco presenta colores grisáceos oscuros (10 YR 3/1, 10 YR 4/1) y en húmedo marrones a negros (10YR 2/2). Estructura débil migajosa, consistencia en seco blando y muy friable en húmedo, no adherente y no plástico. Presenta abundantes raíces finas y medias. Límite gradual
Soc4	5-40	Gravas finas a gruesas y cantos con formas subredondeadas y redondeadas clastosoportadas. La matriz es de color marrón oscuro (10 YR 2/2), de textura franco arenosa y sin estructura. No plástico, ligeramente adherente. Límite claro
Soc3	40-80	Sedimento arenoso franco de color marrón-grisáceo oscuro (10 YR 4/1). Abundantes gravas finas a gruesas, mezcla de subangulosas y redondeadas. Estructura débil migajosa moderada. Consistencia en seco, blando, consistencia en húmedo: muy friable; no adherente, no plástico. Algunos poros finos y algunas raíces finas. Microcarbones (< 2 mm) dispersos. Límite neto (línea de gravas).
Soc2	80-110	Sedimento arenoso franco de color marrón-grisáceo oscuro (10 YR 4/1). Abundantes gravas de filita, subangulosas, finas a medias. Estructura débil en bloques subangulares mediana. Consistencia en seco, ligeramente duro, consistencia en húmedo: friable; no adherente, no plástico. Algunos poros finos y algunas raíces finas. Microcarbones (< 2 mm) dispersos. Esta unidad rellena las grietas del nivel IV. Límite claro
Soc1	110-200	Material fino, limo-arenoso de color marrón amarillento oscuro a marrón grisáceo (10 YR 5/4) con gravas finas, muy escasas. Las arenas son finas y medias, pobremente clasificadas y muestran marcas de transporte eólico. Estructura moderada en bloques subangulares finos a medianos. Consistencia en seco duro y en húmedo firme. Adherente y ligeramente plástico. Hacia la base del nivel aumenta la plasticidad y la adherencia y la estructura se hace más fuerte, más masiva. También aumenta la consistencia, en seco y húmedo. El techo del nivel coincide con la presencia de grietas cementadas por oxihidróxidos de hierro. Las grietas conservan restos de raíces finas y medias. Se han encontrado algunos ejemplares de malacofauna marina.

Tabla 33. Descripción de una secuencia tipo en el sector central del depósito (b)

Unidad	Prof. (cm)	Descripción.
Suelo actual	5-0	Suelo actual. Material fino, arenas y limos con abundante materia orgánica. Alguna grava redondeada. Sin estructura. Color en seco 10YR3/2, en húmedo: 10YR 2/2. Límite gradual
Sc3	5-30	Gravas y cantos matriz soportados. La matriz presenta una textura arenosa, color en seco 10YR 3/2, en húmedo: 10 YR 2/2. Estructura débil migajosa fina. Consistencia en seco: blando, consistencia en húmedo: muy friable. No plástico, no adherente. Numerosos restos de malacofauna marina. Carbones dispersos poco abundantes. Límite claro
Sc2	30-45	Material fino, textura arenosa franca con abundante materia orgánica. Color en seco 10YR 4/2, en húmedo: 10YR 2/2. Estructura moderada granular fina. Consistencia en seco: débil, consistencia en húmedo: friable; Ligeramente plástico, ligeramente adherente. Restos de raíces finas poco abundantes. Carbones dispersos, poco abundantes. Límite claro
Sc1	45-60	Gravas y cantos clasto-soportados. La matriz presenta una textura arenosa, color en seco 10YR 4/2 a 10 YR 4/3, en húmedo: 10 YR 2/2. Estructura moderada migajosa fina. Consistencia en seco: blando, consistencia en húmedo: friable. Ligeramente plástico, ligeramente adherente. Carbones dispersos, poco abundantes.

Tabla 34. Descripción de una secuencia tipo en el sector occidental del depósito

Unidad	Prof. (cm)	Descripción.
Sw5	0-60	Textura franco arenosa muy fina. Con gravas y bloques subangulosos a subredondeados. Estructura moderada en bloques subangulares gruesos. Consistencia en seco: blando, en húmedo friable. No adherente, no plástico. En seco presenta colores grisáceos oscuros (10 YR 3/1, 10 YR 4/1) y en húmedo marrones a negros (10YR 2/2). Algunas raíces finas y medias. Carbones dispersos. Límite basal neto, erosivo.
Sw4	60-70	Se trata de un lentejón de gravas angulosas y subangulosas alteradas embutidas en una matriz de limos, arcillas y arenas finas de color claro (en seco 10YR 6/4, en húmedo 10YR 4/6).
Sw3	70-145	Arenas finas y limos de color marrón amarillento oscuro (en seco 10 YR 4/4, en húmedo 10 YR 2/2), aparecen algunas gravas finas dispersas. Estructura moderada en bloques subangulares finos a medianos. Consistencia en seco duro y en húmedo firme. Adherente y ligeramente plástico. Hacia la base del nivel aumenta la plasticidad y la adherencia y la estructura se hace más fuerte, hacia una estructura masiva. Carbones dispersos. Límite basal difuso.
Sw2	145-195	Material fino, limo-arenoso de color marrón grisáceo (en seco 2.5 5/4, en húmedo 2.5 Y 3/4) con algunas gravas finas y medias. Estructura moderada en bloques subangulares finos a medianos. Consistencia en seco duro y en húmedo firme. Adherente y ligeramente plástico. Hacia la base del nivel aumenta la plasticidad y la adherencia y la estructura se hace más fuerte, hacia una estructura masiva. Carbone dispersos
Sw1	195-205	Gravas subangulosas de cuarcita y filita en una matriz arcillo-limosa de color claro (en seco 2.5 Y 7/4, en húmedo 2.5 Y 5/6). Estructura fuerte en bloques subangulares medianos a gruesos. Consistencia en seco muy duro, en húmedo firme. Muy plástico, muy adherente. Moteados abundantes. Carbones dispersos poco abundantes.

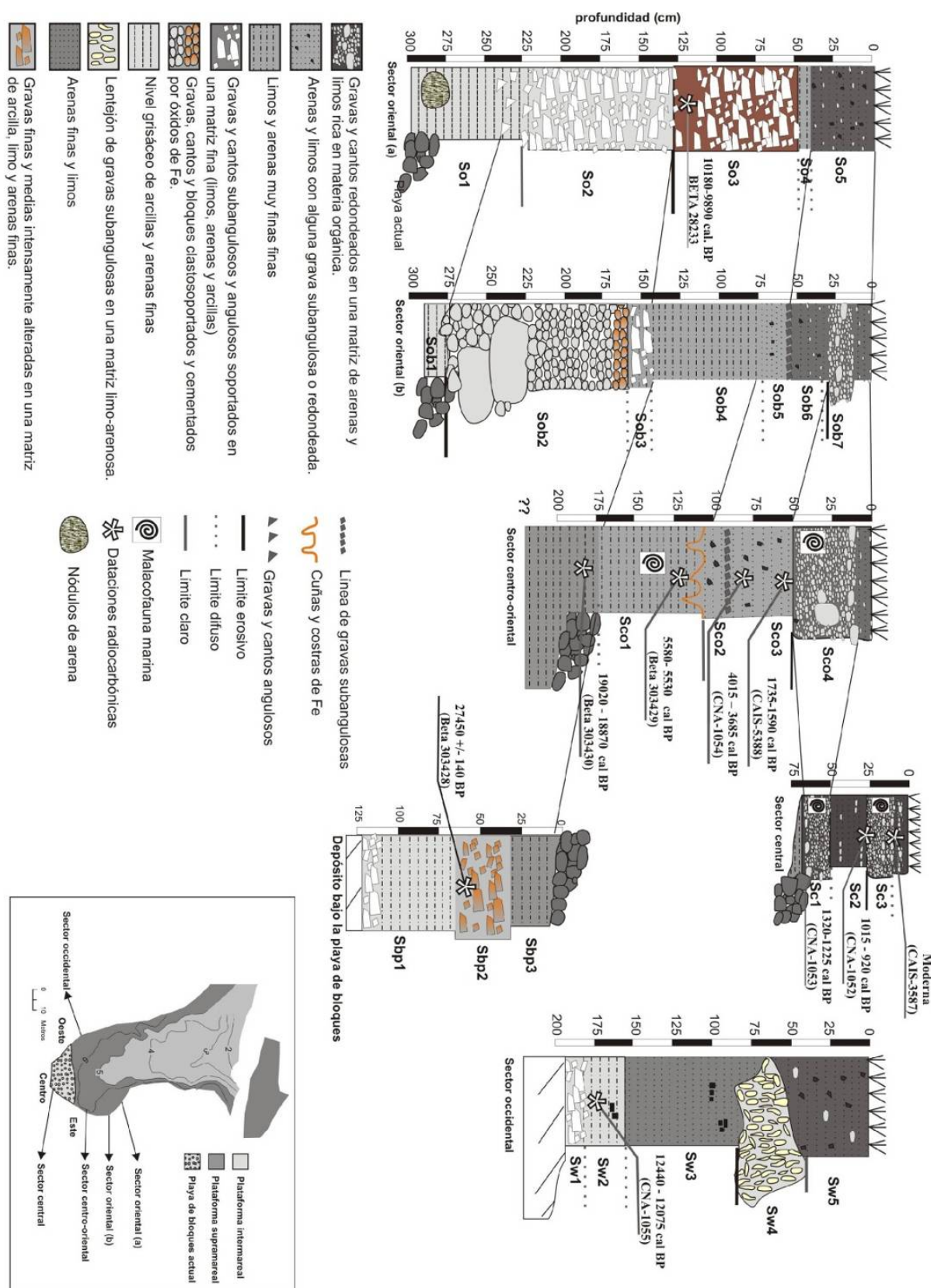


Figura 73. Niveles esquemáticos de los depósitos sedimentarios de la ensenada GA-I.



Figura 74. Vista del sector oriental y centro-oriental del depósito de Gallín-I.



Figura 75. Clastos fragmentados por procesos de crioclastia en la parte superior del nivel III del depósito de Gallín-I



Figura 76. Nivel basal de arcillas grises (abajo) y nivel periglacial (arriba) del depósito Gallín-I en el sector oriental



Figura 77. Detalle del depósito GAdep-I en el flanco occidental de la ensenada

3.4.2.3. El sedimento actual. Playas de bloques de Gallín I y Gallín II.

En los entrantes en los que afloran las plataformas GA-I y GA-II se localizan dos playas de material grueso que a partir de ahora denominaremos como GaPA-I y GaPA-II respectivamente. En ambos casos se trata de clastos de material metamórfico de origen local (cuarcitas, areniscas, cuarzófilitas) que presentan formas predominantes de paralelepípedos con aristas redondeadas; estas morfologías se explican por un factor estructural, dada la estratificación, carácter fisible e intensa diaclasación de los materiales metamórficos que caracterizan a la Serie de los Cabos. La playa GaPA-II presenta un cierto gradiente longitudinal en el tamaño de los clastos, disminuyendo hacia el flanco oeste y hacia la parte distal de la playa (Figura 78). En la playa GaPA-I el tamaño de los clastos es menor en el flanco oriental de la ensenada, en un área más protegida del oleaje tras un saliente cuarcítico. En ambos depósitos puede observarse una granoclasificación negativa del sedimento en la sección vertical, mucho mejor definida en GaPA-I que en GaPA-II. Los depósitos tienen una potencia máxima de 45-50 cm. En el caso de GaPA-I los clastos descansan sobre un nivel arcilloso cuya potencia se incrementa desde 5 cm en el borde externo de la playa hasta 1.6 m en la base del acantilado sedimentario. En la superficie de la playa aparecen bloques de hasta 1.5 m de eje máximo, con abundante cobertura líquénica (*Ramalina siliquosa*). El movimiento de los bloques ha sido monitorizado mediante registro fotográfico entre junio de 2008 y mayo de 2011. Durante este tiempo sólo se registraron movimientos significativos tras el invierno de 2010-2011 (Figura 79).



Figura 78. Vista del coído GaPA-II.

Las plataformas rocosas situadas frente a las playas actúan protegiendo estos depósitos del oleaje, lo que explica que su dinámica se restrinja a condiciones de sobre elevación del nivel del mar durante eventos tormentosos. Este hecho, unido al carácter heredado de la morfología de los clastos que componen los depósitos determina que éstos no muestren los gradientes longitudinales y normales en la morfología y tamaño de los clastos típicos de las playas de bloques. López Bedoya y Pérez Alberti (2007) han realizado cantometrías en el depósito de GaPA-I, obteniendo curvas granulométricas polimodales, con formas contrastadas, lo que les ha conducido a destacar el carácter poligenético del mismo en relación con los depósitos antiguos.

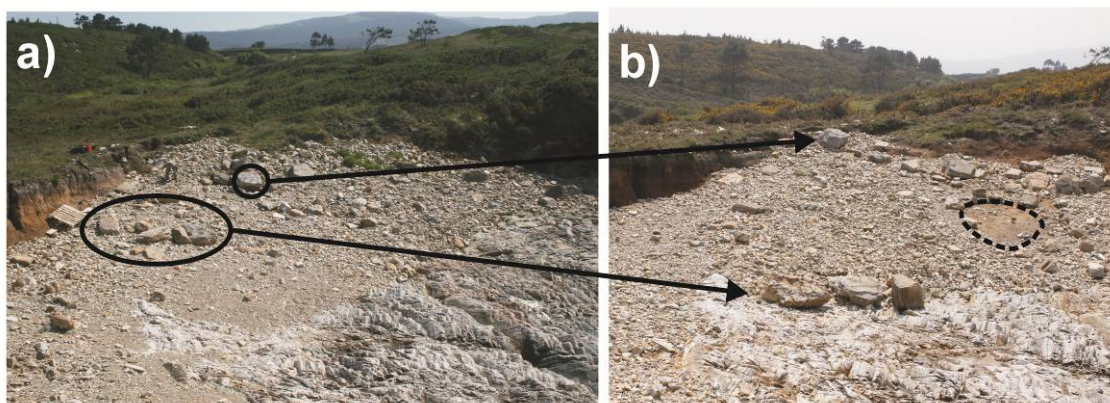


Figura 79. Desplazamiento de bloques en la playa de Gallín-I. La foto a) fue tomada en junio de 2010 y la foto b) en abril de 2011. Las fotografías permiten observar el desplazamiento de bloques de grandes dimensiones hacia el oeste, que es el sector más expuesto y hacia el margen distal del coído. El desplazamiento máximo observado es de 12 m. Se aprecia también la desaparición del sedimento más fino que afloraba en el margen izquierdo de la fotografía a), y como en la fotografía b) el nivel arcilloso que aflora bajo la playa de bloques ha quedado al descubierto (línea punteada).

3.5. Metodología de análisis de los depósitos sedimentarios de Gallín-I.

La metodología para el análisis de depósitos sedimentarios antiguos que se va a exponer está basada en los trabajos de reconstrucción paleoambiental que lleva a cabo el Grupo de Investigación Ciencias del Sistema Tierra de la Universidad de Santiago de Compostela. La metodología combina métodos de análisis sedimentológico, con los que se obtiene información sobre los procesos genéticos del sedimento, y métodos de análisis geoquímico y edafológico, con los que se obtiene información sobre procesos de edafogénesis y permiten identificar fases de estabilidad e inestabilidad en la formación del suelo.

Birkeland (1999) destacó que los suelos de una región, tanto los superficiales como los enterrados, pueden presentar una morfología sensiblemente diferente a la de los suelos desarrollados bajo las condiciones climáticas actuales; en este caso, una comparación entre los suelos actuales y los antiguos puede ayudar en la reconstrucción de los climas pasados. Esta potencialidad de los suelos para estudios paleoclimáticos puede incrementarse cuando la edafogénesis ha ocurrido sobre depósitos sedimentarios, ya que en este caso se combina la información sobre los procesos genéticos que puede aportar el estudio del sedimento (tamaño, forma, litología) con la información paleoclimática inferida de las propiedades de los suelos. A partir de la combinación de las descriptivas detalladas realizadas en el campo con las técnicas sedimentológicas y edafológicas se reconocieron los principales niveles morfosedimentarios de los depósitos estudiados así como los ciclos edáficos correspondientes a los mismos. Los horizontes edáficos de cada ciclo se han definido utilizando la nomenclatura de la FAO (2006). En este trabajo sólo se han empleado las letras A, B, C y E para designar los horizontes principales, y los sufijos siguientes, que califican a los horizontes principales especificando el carácter dominante de este horizonte:

h, acumulación de materia orgánica (h de humus).

w, horizonte B de alteración, (de *weathering* en inglés = meteorización) reflejada, con respecto al horizonte inferior, por: la arcilla (mayor contenido, formada in situ), y/o el color (más rojo o más pardo), y/o la estructura (edáfica, no la de los materiales de partida).

t, acumulación de arcilla iluvial.

g, moteado por reducción del Fe. Manchas de colores pardos/rojos y gris/verde. Hidromorfía parcial.

3.5.1. Trabajo de campo

Previamente a la toma de muestras se identificaron en el campo los principales niveles sedimentarios y se realizó una descripción de los niveles edáficos, además de todas aquellas características relevantes desde un punto de vista sedimentológico o paleoambiental. Una vez reconocidos y descritos los principales niveles sedimentarios, se seleccionaron las ubicaciones más apropiadas para el muestreo. Se han muestreado cuatro secuencias, de las cuales tres (GAdep-I-I, GAdep-I-VII y GAdep-I-X) se extrajeron mediante la apertura de un surco vertical en la pared de los acantilados sedimentarios; la restante

(GAdep-I-XI) se obtuvo bajo la playa de cantos actual empleando una barrena Edelman. Los testigos sedimentarios se muestrearon de techo a muro en muestras continuas de 3 cm de espesor, salvo en los casos de niveles de granulometría gruesa. Cada muestra fue identificada con un código y se anotó su profundidad en la secuencia y el nivel sedimentario al que pertenece. Las descripciones en el campo de los suelos se realizaron siguiendo las recomendaciones de la FAO (2006). Se determinó la elevación respecto a la mínima marea baja de los límites netos entre los diferentes niveles sedimentarios mediante una Estación Total Leica TC307. Se han obtenido y analizado 134 muestras.

En las playas actuales situadas sobre las plataformas se realizaron granulometrías in situ sobre 40 cantos, a los que se midieron los 3 ejes. También se realizaron granulometrías y morfometrías in situ de los depósitos antiguos de material grueso. La playa de cantos actual de Gallín-I fue monitorizada cada 6 meses mediante un registro fotográfico para identificar posibles cambios generados por oleajes extremos.

3.5.2. Preparación de las muestras para los análisis físico-químicos

La preparación de las muestras para los posteriores análisis físico-químicos fue realizada en el laboratorio de Geografía Física de la Facultad de Geografía e Historia de la Universidad de Santiago de Compostela. En el laboratorio, las muestras fueron extendidas sobre papel secante y descritas en seco y húmedo resaltando las siguientes variables: estructura, consistencia y color (obtenido por comparación con los patrones de la "*Munsell soil color chart*" (1975)). Las muestras se secaron al aire, y posteriormente se separó mediante tamizado en seco la fracción mayor (fracción gruesa) y menor de dos milímetros (fracción fina).

3.5.3. Análisis físicos

3.5.3.1. Granulometrías de la fracción gruesa.

La fracción gruesa (> 2 mm) fue separada mediante un tamiz de 2 mm y lavada. Durante el proceso se separaron los carbones mediante flotación y una vez secos se pesaron en la balanza de precisión. Las muestras caracterizadas por el predominio de la fracción gruesa (> 2 mm) fueron tamizadas en seco manualmente utilizando una columna de 6 tamices con malla entre 2 mm y 250 mm; en los clastos con diámetros superiores a 250 mm se midieron manualmente los tres ejes y se pesaron individualmente. También se describió la litología y forma de los clastos. En este trabajo las partículas que configuran los depósitos se han denominado en función de su tamaño como consta a continuación y en base a la escala granulométrica diseñada por Wentworth (1922):

- Grava: partículas con tamaños superiores a 2 mm.
- Arena: partículas con tamaños entre 0.063 mm y 2 mm
- Limo: partículas con tamaños entre 0.002 mm y 0.063 mm
- Arcilla: partículas con tamaños inferiores a 0.002 mm

Tabla 35. Esquema de clasificación de los tamaños de grano de Udden-Wentworth (Wentworth, 1922)

Clasificación de Udden-Wentworth	Escala phi	Escala mm	Clasificación castellano	
Boulder	< -8	> 255	Bloque	BLOQUE
Cobble	-8 a -6	256 a 64	Canto	CANTO
Very coarse gravel (or pebble)	-5 a -6	64 a 256	GRAVA	GRAVA
Coarse gravel (or pebble)	-4 a -5	16 a 32	GRAVA	
Medium gravel (or pebble)	-3 a -4	8 a 16	GRAVA	
Fine gravel	-2 a -3	4 a 8	GRAVA	
Granules	-2 a -1	4 a 2	Grava	
Very coarse sand	-1 a 0	2 a 1	Arena muy gruesa	ARENA
Coarse sand	0 a 1	1 a 0.5	Arena gruesa	
Medium sand	1 a 2	0.5 a 0.250	Arena media	
Fine sand	2 a 3	0.250 a 0.125	Arena fina	
Very fine sand	3 a 4	0.125 a 0.062	Arena muy fina	
Coarse silt	4 a 5	0.062 a 0.031	Limo grueso	LIMO
Medium silt	5 a 6	0.031 a 0.015	Limo medio	
Fine silt	6 a 7	0.015 a 0.0078	Limo fino	
Very fine silt	7 a 8	0.0078 a 0.0039	Limo muy fino	ARCILLA
Coarse clay	8 a 9	0.0039 a 0.002	Arcilla gruesa	
Medium clay	9/10	0.002 a 0.00098	Arcilla media	
Fine clay	10 a 11	0.00098 a 0.00049	Arcilla fina	
Very fine clay	11 a 12	0.00049 a 0.00024	Arcilla muy fina	
Colloid	12 a 13	0.00024 a 0.00012	Coloide	COLOIDE

3.5.3.2. Granulometrías de la fracción fina y análisis morfooscópico de la fracción arena.

La granulometría de la fracción arena (2-0.062 mm) se realizó sobre unos 20 g de la fracción fina (< 2 mm) de cada muestra, que fue sometida a los siguientes procedimientos consecutivos:

(i) eliminación de la materia orgánica con H_2O_2 . Las muestras fueron sumergidas en peróxido de hidrógeno al 6 % durante 48 horas removiendo constantemente. En las muestras con mayor contenido de materia orgánica se agregó H_2O_2 al 30% tratando de evitar las pérdidas de material por burbujeo violento y se calentaron a 40 ° durante 15 min, llevando a ebullición para eliminar el exceso de H_2O_2 . El proceso se repitió hasta la eliminación total de la materia orgánica.

(ii) Eliminación de óxidos e hidróxidos de hierro. Algunas muestras presentaron agregados de óxidos de hierro, por lo que se realizó el siguiente procedimiento para desagregarlas: la muestra se sumergió en un recipiente de 400 ml con 300 ml de agua destilada, 15 g de ácido oxálico ($C_2H_2C_4$) y una espátula de aluminio que actúa como catalizador de la reacción. Las muestras se hirvieron durante unos 15 min hasta observar un cambio de color en la suspensión del rojo al verde. Finalmente, las muestras fueron lavadas hasta obtener un pH neutro.

(iii) Finalizados los ataques químicos y tras lavar la muestra hasta obtener un pH neutro, las muestras fueron secadas en la estufa de aire a 30 ° C.

(iv) Una vez secas las muestras se retiraron de la estufa y se dejaron a temperatura ambiente 4 horas antes de proceder a pesarlas en la balanza de precisión.

(v) Separación mediante tamizado en seco de las siguientes fracciones: 2 mm, 1 mm, 0.5 mm, 0.4 mm, 0.2 mm y 0.1 mm. Las fracciones 0.5 mm y 0.2 mm de una muestra representativa de cada nivel sedimentario fueron analizadas bajo la lupa para caracterizar la superficie de los granos de cuarzo. Para ello se observaron 100 granos de cada fracción y se clasificaron utilizando la escala de redondeamiento de Powers (1958) y en función de si los granos son mates o brillantes.

El porcentaje de limo y arcilla en las muestras de las secuencias GAdep-I-I, GAdep-I-VII y GAdep-I-X se estimó mediante el uso de un analizador de partículas láser "Malvern Mastersizer 2000 (Malvern Instruments Ltd, UK) del laboratorio de la Facultad de Geología de la Universidad de Huelva. Las medidas se obtuvieron sobre la fracción inferior a 2 mm, de la que se retiraron todo tipo de restos vegetales y se dejaron en una bañera de ultrasonidos durante 2 horas para homogenizar y desagregar la muestra. En el caso de GAdep-I-XI solamente se estimó la fracción total de limos y arcillas mediante tamizado en húmedo.

Los análisis estadísticos de las fracciones granulométricas (media, calibrado y asimetría) se realizaron con el programa Gradistat versión 4 (Blott and Pye, 2001) mediante las fórmulas desarrolladas por Folk y Ward (1957) (Tabla 36).

Tabla 36. Parámetros de relación más importantes deducidos para este trabajo, adoptando los criterios de Folk y Ward (1957).

PARÁMETROS DE RELACIÓN
$MEDIA(Mz) = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$
$CALIBRADO(\sigma_1) = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6}$
$ASIMETRIA(SK_1) = \frac{\phi_{84} + \phi_{16} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_{95} + \phi_5 - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$

3.5.4. Análisis químicos realizados en la fracción fina del suelo.

Los análisis químicos se han realizado para conocer las variaciones en profundidad de diferentes propiedades químicas del sedimento y relacionarlas con los diferentes niveles sedimentarios identificados en las secuencias estudiadas. Todos los análisis se han realizado sobre la fracción fina del suelo previamente molida (<50µm) durante 10 min a 600 revoluciones en un molino de ágata, a excepción de la determinación del pH y la estimación del contenido en materia orgánica (mediante LOI) que se realizaron sobre la muestra sin moler.

3.5.4.1. Determinación del pH

El pH de la fracción fina fue determinada en suspensiones de agua y KCl 0.1N con una relación suelo: disolución de 1: 2.5. Las medidas se realizaron con un pH metro Crison Basic 20.

3.5.4.2. Extracciones selectivas de Al y Fe.

El contenido en óxidos e hidróxido de hierro, aluminio, manganeso y titanio suele incrementarse proporcionalmente al grado de alteración de un sedimento y del grado de edafización, así la estimación del contenido en Al y Fe pedogenéticos puede emplearse para valorar la intensidad de los procesos edáficos. El Al y el Fe extraídos con oxalato amónico (Alo, Feo) se consideran una estimación del total de Al y Fe reactivos del suelo, incluyendo formas inorgánicas no cristalinas y formas orgánicas. El Al y Fe extraídos con pirofosfato de Na (Fep y Alp) se interpretan como el Al y Fe ligados a materia orgánica, incluyendo los oxihidróxidos asociados (McKeague y Schuppli, 1982; Kaiser y Zech, 1996; Drabek et al., 2003). Por lo tanto, la diferencia entre ambas extracciones se considera una estimación de la cantidad de Al y Fe en formas inorgánicas de bajo grado de orden. La relación de Al y Fe reactivos con respecto al total de Al y Fe representa una expresión del grado de alteración de ese suelo (razones Alo/Alt, Feo/Fet respectivamente).

Proceso de extracción de Al y Fe en Pirofosfato sódico ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$)

El pirofosfato sódico ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$) se considera un buen extractante del Al y Fe complejados con la materia orgánica (Higashi y Shinagawa, 1981). Los métodos que utilizan este complejante tienen como principal finalidad solubilizar el humus y los complejos organometálicos presentes en el suelo. El procedimiento de extracción consiste en la agitación durante 16 horas de una suspensión de suelo y pirofosfato sódico 0.1 M (pH 10). La disolución se realiza disolviendo 44.6 g de $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ en 1 l de agua destilada. La suspensión consta de un 0.5 g de suelo y 50 ml de la disolución extractora (Bascomb, 1968). Una vez concluidas las 16 horas de agitación, se le añade a la suspensión unas gotas de floculante (superfloc) al 0.4 % y se centrifuga a 3000 rpm durante 20 minutos, tras los cuales se filtra utilizando papel lavado al ácido y finalmente se filtra al vacío. Una vez concluidas las extracciones, las muestras fueron diluidas en relación 1:1.

Proceso de extracción de Al y Fe en Oxalato amónico ácido ($(\text{NH}_4)_2\text{C}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{C}_2\text{O}_4$)

El método se basa en el poder complejante del oxalato ácido para extraer complejos coloidales. El reactivo disuelve óxidos amorfos, óxidos hidratados, aluminosilicatos no cristalinos y formas ligadas a la materia orgánica. Este extractante actúa sobre las formas amorfas y de baja cristalinidad de la fracción arcilla de los suelos, además de solubilizar los complejos órgano-metálicos. La diferencia de los contenidos de Al y Fe extraídos con oxalato amónico respecto a la cantidad extraída con pirofosfato sódico puede ser tomada como una estimación del contenido de Fe y Al no cristalino, que se denotará como Fea y Ala. Para la extracción de Fe y Al en oxalato amónico ácido se emplea una disolución 0.2 M de oxalato amónico tamponado a pH 3 con ácido oxálico 0.2 M. Para obtener esta disolución se disuelven 32.45 g de oxalato amónico y 21.6 g de ácido oxálico en 2 litros de agua destilada. El procedimiento consiste en la adición a 1 g de suelo de un volumen de 100 ml de disolución, agitándose durante 4 horas (Blakemore, 1981). La disolución de oxalato es fotosensible, por lo que la agitación se realizó en oscuridad (Schwertmann, 1973), introduciendo las muestras en una bolsa negra antes de proceder a su agitación. Tras la agitación se añadieron unas gotas de floculante *superfloc* al 0.4 %, se centrifugó durante 20 min a 3000 rpm y finalmente se filtraron las muestras usando papel de filtro lavado al ácido.

Una vez realizadas las extracciones las muestras fueron diluidas añadiendo a 1 ml de muestra 4 ml de disolución de 1.6 g de CsCl y 25 ml de HCl concentrado en un litro de agua destilada.

La medición de Al y Fe en los extractos resultantes de la aplicación de ambas técnicas de disolución selectiva fueron realizadas mediante Espectrometría Atómica de Llama en un equipo Perkin Elmer 1000B en el Departamento de Edafología y Química Agrícola de la Universidad de Santiago de Compostela.

3.5.4.3. Análisis elemental

El análisis elemental comprendió la determinación de elementos mayores y traza, característicos de las fracciones inorgánicas (Al, Fe, Si, Ti, Ca, K, Rb, Sr, Y, Zr, Cr, Mn, Ni, Cu, Zn, As, Pb, Th, Cl y Br), mediante fluorescencia de rayos X en un equipo XRF EMMA –Energy dispersive Miniprobe Multielement Analyzer- (Cheburkiny Shotyk, 1996; Cheburkin et al., 1999; Weiss et al., 1998) de la Unidad de Rayos X de la Red de Infraestructuras de Apoyo a la Investigación y al Desarrollo Tecnológico (RIADT) de la Universidad de Santiago de Compostela. Los límites de detección para cada uno de los elementos analizados son los siguientes: 0.01 % para K, Ca y Fe; 0.2 $\mu\text{g g}^{-1}$ para Th; 0.5 $\mu\text{g g}^{-1}$ para As, Nb y Pb; 1 $\mu\text{g g}^{-1}$ para Ni, Cu, Zn, Br, Rb, Sr, Y y Zr; 10 $\mu\text{g g}^{-1}$ para Ti y Mn. El contenido de carbono y nitrógeno, elementos característicos de la materia orgánica, se determinó mediante un autoanalizador elemental Leco Truspec CNH (RIADT, USC). Con los datos de C y N totales se calculó la relación C/N, una medida estimativa del grado de evolución de la materia orgánica del suelo (Stein, 1991).

El contenido en C se puede representar como contenido en C total tanto de origen orgánico como inorgánico (TC), carbono de origen orgánico (TOC) y carbono de origen inorgánico (TIC), cumpliéndose que $\text{TC}=\text{TOC}+\text{TIC}$. Para determinar la presencia de carbonatos u otras fuentes de carbono no orgánico en los sedimentos analizados se han estimado en muestras seleccionadas el TC y el TOC.

Los análisis realizados en el equipo de análisis elemental EA1108, de la Unidad de Análisis Elemental de la Universidad de Santiago de Compostela, demostraron la práctica ausencia de carbono inorgánico en los sedimentos estudiados, lo cual es consistente con la presencia de rocas metamórficas ácidas y la naturaleza ácida de los suelos y sedimentos de los depósitos estudiados. Sólo algunos niveles en los que se reconoció la presencia de malacofauna de origen marino se detectaron trazas de carbono inorgánico.

3.5.5. Estimación del contenido en materia orgánica mediante LOI (% Loss On Ignition).

El contenido en materia orgánica se estimó mediante el método de pérdida de materia orgánica por ignición. Después de someter a la muestra a secado a peso constante, a 105º durante 24 horas, la materia orgánica fue sometida a combustión a 500-550ºC en el horno mufla durante 8 horas, provocando la formación de CO₂ y ceniza. El LOI se calcula mediante la siguiente fórmula:

$$\text{LOI}_{550} = ((\text{Dw}_{105} - \text{Dw}_{550}) / \text{Dw}_{105}) \times 100 \quad (4)$$

donde, LOI_{550} representa el LOI a 550°C (como porcentaje), Dw_{105} representa el peso seco de la muestra antes de la combustión, y el Dw_{550} el peso seco de la muestra después de la combustión a 550°C (ambos en gramos), siendo la pérdida de peso proporcional a la cantidad de materia orgánica presente en la muestra. Para evitar errores derivados de variaciones en el peso de la muestra se partió siempre de una cantidad de 5 gramos.

3.5.6. Otras técnicas.

En este párrafo se hace referencia a aquellas técnicas que no han sido empleadas de modo sistemático en todas las muestras sino únicamente en aquellos niveles sedimentarios en los que se estimó que podían proporcionar información paleoambiental de interés. Es el caso de:

- (i) Técnicas de antracología, aplicadas a los carbones presentes en el depósito GAdep-I-I (Análisis realizados por María Martín Seijo)
- (ii) Láminas delgadas de sedimentos utilizadas en GAdep-I-VII para el estudio micro-morfológico de las cuñas de hierro presentes en el mismo.
- (iii) Identificación de restos de malacofauna presentes en la secuencia GAdep-I-VII.

Finalmente cabe destacar que en todos los niveles sedimentarios se buscaron diatomeas que pudieran aportar información sobre el tipo de ambientes a los que pertenecieron los distintos niveles sedimentarios identificados en Punta Gallín. Sin embargo, únicamente se encontraron algunos ejemplares muy deteriorados en los niveles basales de GAdep-I-VII que no pudieron ser identificadas (M. Leira Campos, comunicación personal).

3.5.7. Dataciones radiocarbónicas.

Para enmarcar cronológicamente los distintos niveles sedimentarios se realizaron once dataciones radiocarbónicas mediante la técnica de espectrometría de masas (AMS) sobre distintos materiales, tras evaluar cual era el material más apropiado para la datación en cada nivel (Tabla 37). La ausencia de fósiles o suficiente materia orgánica impidió que en algunos niveles se pudiera aplicar este método de datación cronológica. Las muestras de suelo fueron preparadas a través de los siguientes pasos consecutivos: la fracción fina del suelo fue agitada en agua ultrapura durante 16 horas y la suspensión fue filtrada utilizando un tamiz de 50 μm de luz de malla. Las raíces, restos orgánicos sin descomponer y las gravas y arenas fueron eliminados. La muestra GA-VII-02 resultó ser moderna, mientras la muestra GA-VII-26 obtenida en una concha dio una edad disconforme con su posición en la secuencia sedimentaria y fue rechazada. La datación no pudo ser repetida porque no se consiguió concentrar suficiente material. Las fechas obtenidas se calibraron utilizando el software CALIB 5.0.1 (Stuiver and Reimer, 1993) (Tabla 37). En este trabajo las edades obtenidas mediante ^{14}C se expresan en años BP, siendo este el número de años de radiocarbono antes de 1950.

Salvo la datación GAdep-I-I-46, que fue realizada sobre un carbón, las restantes han sido obtenidas de materia orgánica concentrada de suelos enterrados.

Tabla 37. Dataciones radiocarbónicas calibrada mediante CALIB 5.0.2 software (Stuiver et al, 2005) que utiliza INTCAL04 (Reimer et al., 2004).

Muestra	Material	Edad convencional ¹⁴ C	2σ cal BP	2σ cal calendario	Codigo	Fuente
GAdep-I-VII-02	Materia orgánica	S XX	-	-	CAIS 5387	Este trabajo
GAdep-I-X-1T	materia orgánica	1048±35	1015 – 920	AD 937 – 1031	CNA-1055	Este trabajo
GAdep-I-X-1B	materia orgánica	1347±36	1320 -1225	AD 631 – 723	CNA-1053	Este trabajo
GAdep-I-VII-BC1	materia orgánica	1760±25	1735 -1590	AD 213-380	CAIS-5388	Feal-Pérez et al, 2009
GAdep-I-VII-BC2	materia orgánica	3568±73	4015 – 3685	BC 2065 – 1740	CNA1054	Este trabajo
GA-DAT-3	materia orgánica	8890±40	10180 -9890	BC 8230- 7940	Beta 28233	Este trabajo
GAdep-I-I-46	Carbón	10409±56	12440 - 12075	BC 10489 -10126	CNA1055	Este trabajo
GAdep-VII-26	materia orgánica	4680 +/- 40 BP	5580- 5530	BC 3628- 3588	Beta 303429	Este trabajo
GAdep-VII-44	materia orgánica	15730 +/- 70 BP	19020 - 18870	BC 17079- 16712	Beta 303430	Este trabajo
GAdep-XI-12	materia orgánica	27450 +/- 140 BP	Fuera del límite de calibración		Beta 303428	Este trabajo
GAdep-I-VII-26	Concha	109±0.4 pMC	-		Beta 282338	Este trabajo

3.6. Análisis de los depósitos de la ensenada Gallín-I.

3.6.1. Análisis de la secuencia GAdep-I-I.

La secuencia GAdep-I-I fue muestreada en el flanco occidental de Gallín-I. Presenta una potencia de 205 cm y su base se encuentra a 1.8 m sobre la cota de marea alta viva. En este sector el depósito se asienta directamente sobre la plataforma rocosa y muestra variaciones importantes en la potencia de sus niveles. Esta secuencia es representativa de las facies sedimentarias que caracterizan al flanco occidental de la plataforma y se emplaza al pie de una ladera que alcanza una altura de 15 m. En el depósito predomina el material fino, y las principales variaciones a simple vista vienen dadas por cambios de color. En GAdep-I-I se distinguen 5 niveles sedimentarios, en los que se reconocen 4 ciclos edáficos (Tabla 38, Figura 80):

3.6.1.1. Características texturales del sedimento

Las Figuras 81 y 84 muestran la composición granulométrica de los diferentes niveles identificados en la secuencia. En GAdep-I-I predomina el material fino, y a pesar de que en algunos niveles aparecen gravas y cantos, éstos están siempre inmersos en una matriz fina. La fracción superior a 2 mm alcanza su mayor representación en los 40 cm superiores, correspondientes al nivel sedimentario V y al ciclo superficial 1A, y se trata de gravas heterométricas subredondeadas y subangulosas de cuarcita y filita y algún canto. El último pico de material grueso (>2 mm) aparece en los 10 cm basales y se trata de gravas de cuarzo-filita intensamente alterada que muestran colores grisáceos y amarillentos que aluden a procesos de reducción. La proporción de partículas de tamaño arena (2-0.063 mm)

presenta un valor medio de 46 %. En el nivel V el contenido en arcilla y limo presenta un aumento en profundidad como consecuencia de los procesos de alteración y edafogénesis del ciclo edáfico 1, siendo en el ciclo 1B en el que se observa una mayor proporción de arcilla y limo (26 % y 68 % de la fracción fina respectivamente). En el nivel IV se observa una disminución de la proporción de arcilla y limo a favor de la arena, que alcanza sus porcentajes máximos en el nivel III, con valores que superan el 74 % de la fracción fina total, aunque también se observan algunos picos en los que el limo y la arena presentan valores ligeramente superiores al 40 %. En el nivel II el contenido en arena disminuye significativamente siendo el limo la fracción granulométrica predominante con valores superiores al 50 %.

Tabla 38. Descriptiva edafo-sedimentaria de los niveles identificados en la secuencia GAdep-I-I

Nivel	Ciclo-Horizonte	Prof. (cm)	Descripción.
V	1A	0-27.5	Horizonte mineral rico en materia orgánica. Textura arenosa franca. Color en seco marrón grisáceo muy oscuro (10 YR 3/2), y en húmedo negro (10 YR 2/1). Estructura débil en bloques subangulares gruesos; blando en seco, muy friable es húmedo; no es adherente ni plástico. Restos de raíces finas. Escasas manchas de color marrón amarillento, muy finas a finas (en seco 10 YR 5/4). Aparecen algunos carbones dispersos de tamaño superior a 2 mm. Escasas gravas sin orientación ni organización, de cuarcita y filita, subredondeadas a subangulosas. Límite gradual.
	1AB	27.5-47.5	Horizonte mineral rico en materia orgánica. Textura arenosa franca. Color en seco: marrón oscuro (10 YR 3/3), en húmedo: marrón muy oscuro (10 YR 2/1). Estructura moderada en bloques subangulares finos a gruesos; ligeramente duro seco, friable en húmedo; ligeramente adherente, ligeramente plástico. Restos de raíces finas. Escasas manchas de color muy finas a finas (en seco 10 YR 5/4). Aparecen algunos carbones dispersos de tamaño mayor de 2 mm. Abundantes gravas sin orientación ni organización, de cuarcita y filita, subredondeadas a subangulosas. Límite gradual
	1B	47.5-67.5	Color en seco: marrón amarillento oscuro (10 YR 4/4), en húmedo: marrón muy oscuro (10 YR 2/1). Textura franco arenosa fina. Estructura moderada en bloques heterométricos subangulares. Duro en seco, friable en húmedo. No es plástico, ligeramente adherente. Límite neto. Algunas gravas de cuarcita y filita subredondeadas a subangulosas.
IV	2B	67.5-76.5	Color en seco: marrón amarillento claro (10 YR 6/4), en húmedo: marrón amarillento oscuro (10 YR 4/6). Textura franco arenosa fina. Estructura débil a moderada en bloques subangulares finos a medios. Duro en seco, friable en húmedo. No es plástico; ligeramente adherente. Abundantes gravas finas y medias subangulosas con rasgos de alteración. Límite neto
III	3Bw ₁	76.5-100	Color en seco marrón amarillento oscuro (10 YR 4/4), color en húmedo: marrón muy oscuro (10 YR 2/2). Franco arenoso fino. Estructura débil a moderada en bloques subangulares heterométricos. Duro en seco, friable en húmedo. No es plástico, ligeramente adherente. Presenta algunas gravas subangulares finas. Límite claro (línea de carbones)
	3Bw ₂	100-140	Color en seco pardo oscuro (10 YR 4/3), color en húmedo: negro (10 YR 2/1) en húmedo. Textura franco arenosa fina. Estructura débil a moderada en bloques subangulares finos a gruesos. Duro en seco, friable en húmedo. Ligeramente adherente, no es plástico. Presenta gravas subangulosas que alcanzan 1 cm. Límite difuso (cambio de color).
II	4BCg ₁	140-185	Color en seco: de marrón amarillento oscuro (2.5 Y 5/4) a gris parduzco (2.5 Y 6/4) en seco, en húmedo: pardo rojizo oscuro (2.5 Y 3/4). Textura limo arenoso fino con algunas gravas. Estructura moderada en bloques subangulares finos a medios. Duro en seco y friable en húmedo. Ligeramente adherente, ligeramente plástico. Límite gradual.
I	4BCg ₂	185-205	Color en seco: gris parduzco (2.5 Y 6/4), en húmedo: marrón oliva (2.5 Y 4/4). Arenoso franco, con abundantes gravas subangulosas de cuarzo y cuarcita. Estructura moderada en bloques subangulares medianos. Duro en seco, firme en húmedo. Ligeramente adherente y ligeramente plástico. Hacia la base adquiere colores muy claros (amarillo pálido (2.5 Y 7/4) en seco, pardo oliva claro (2.5 Y 5/6) en húmedo) y se hace pedregoso y más consistente (muy duro y muy firme; muy plástico y muy adherente), con una estructura fuerte, y abundantes gravas subangulosas y subredondeadas de cuarzo-filita que parecen proceder de la erosión de la plataforma. El sedimento en la base es de color pardo muy claro a grisáceo en húmedo (2.5 Y 7/2-7/3) y marrón amarillento claro en seco (2.5 Y 6/4).

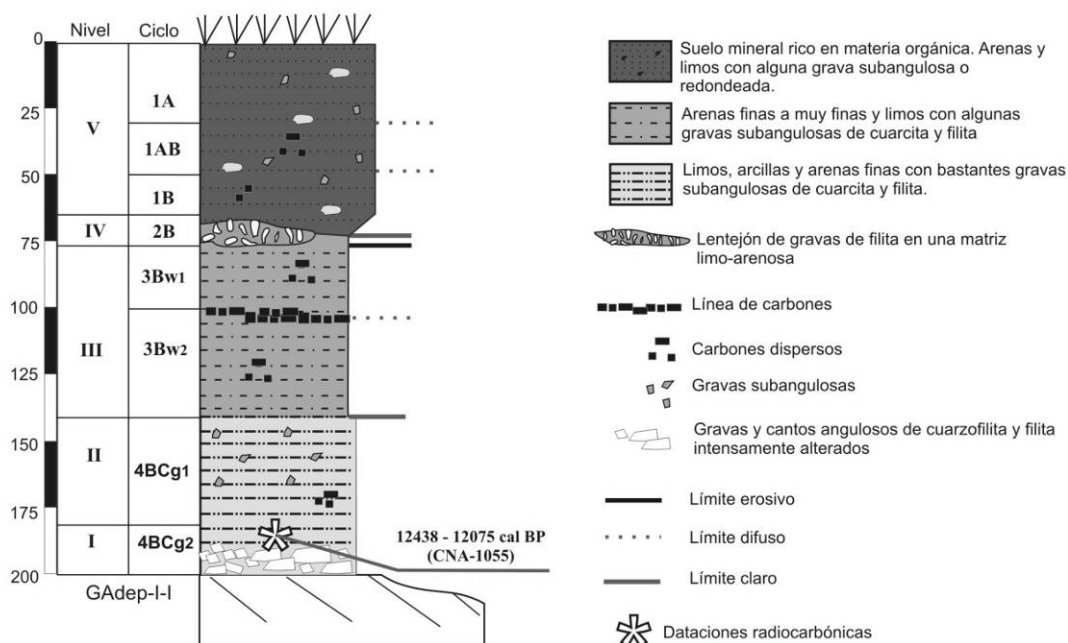


Figura 80. Niveles esquemáticos de la secuencia GAdep-I-I

En las tres muestras basales de Gadep-I-I, correspondientes al nivel I, el limo y la arcilla alcanzan conjuntamente valores superiores al 80 % de la fracción fina. La arena muy fina (0.125-0.063 mm) es la fracción predominante y supera el 50 % de la arena total en todas las muestras de la secuencia, salvo en las dos muestras superiores del nivel V (profundidad ≤ 15 cm), y en las dos muestras superiores del nivel II (entre 150 y 170 cm), en las que se registra un aumento relativo de la fracción arena muy gruesa (1-2 mm), en ambos casos en relación a un aumento del contenido en gravas. Las granulometrías realizadas en la fracción arena demuestran que todas las muestras están pobremente calibradas (Figura 83). Todas las muestras de arena son unimodales, a excepción de aquellas bimodales en las que aumenta la proporción de fragmentos de roca en la fracción entre 1 y 2 mm, como en las dos muestras superficiales del nivel V (prof. entre 0 y 15 cm) y en las muestras de los niveles basales I y II (entre 140 y 200 cm), si bien la fracción predominante sigue siendo la arena muy fina. El contenido en arcilla tiene un valor medio del 9 %, si bien tiende a aumentar en profundidad desde un 2.5 % en el techo del nivel V a un 24.4 % el nivel I.

El valor medio de las arenas y su grado de clasificación se muestran en la Figura 81. Las muestras analizadas pertenecen al rango de la arena fina, y algunas, correspondientes a los niveles con entradas de grava a la arena media, debido a la presencia de fragmentos de roca en las fracciones 1mm y 0.5 mm. La variación vertical del tamaño medio de las arenas es muy ligera. Las arenas están siempre pobremente clasificadas (clasificación > 1) y casi siempre son asimétricas hacia la fracción fina.

El estudio de las arenas bajo la lupa ha mostrado que en la fracción 1 mm entre el 60 y el 67% de las arenas son fragmentos de roca subangulosos, principalmente de cuarcita y filita. El porcentaje restante de los fragmentos de esta fracción corresponde a arenas de cuarzo, aunque en algunas muestras aparecen fragmentos de carbón, en proporciones siempre inferiores al 5 %. En las fracciones inferiores a 1 mm prácticamente la totalidad de

las arenas son de cuarzo. El análisis morfoscópico en las fracciones inferiores a 1 mm ha revelado un porcentaje mayoritario de granos redondeados y subredondeados mate en los niveles I, II y III (> 60%), seguido de granos subredondeados brillantes (15%). En los niveles superiores predominan los granos subangulosos brillantes (65% en el nivel IV y 56% en el nivel V), seguidos de subredondeados y redondeados mates. Como característica principal puede señalarse que en todos los niveles se encuentran granos con indicios de transporte eólico

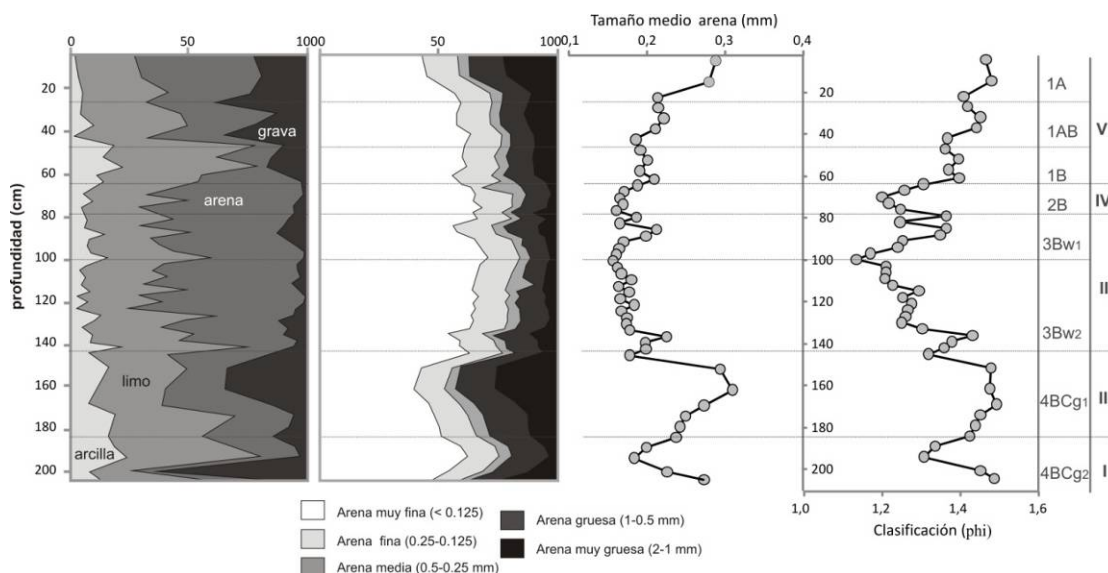


Figura 81. Características granulométricas de la secuencia GAdep-I-I. a) granulometría de arcillas, limos, arenas y gravas (%) b) % de las fracciones de arena sobre la arena total c) tamaño medio de las arenas; d) clasificación de las arenas según Folk y Ward (1957), escala phi

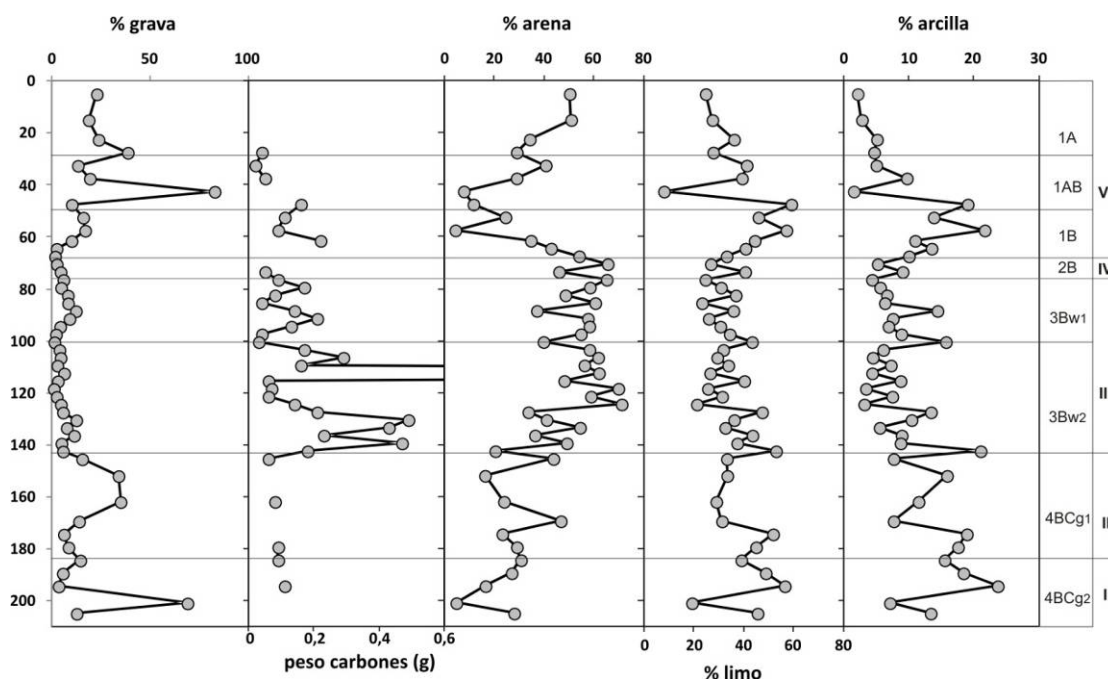


Figura 82. Distribución vertical de las principales fracciones granulométricas. La grava se expresa como porcentaje del peso de la muestra total. En el gráfico del peso de los carbones la muestra a profundidad de 115 cm tiene un peso de 4.2 g.

3.6.1.2. Propiedades físico-químicas del sedimento

La reacción de los sedimentos que componen la secuencia GAdep-I-I es ácida, con un pH comprendido entre 4.97 (nivel II, ciclo 4Bg₁) y 5.84 (nivel V, ciclo 1A) en agua y entre 4.18 (nivel V, ciclo 1B) y 4.71 (nivel I, ciclo 4Bg₂) en KCl (Figura 83). Las medidas de KCl son aproximadamente media unidad más baja las realizadas en agua. Los valores de pH medidos en agua descienden bruscamente en el horizonte 1A y se mantienen más o menos estables, en torno a 5.5 en los horizontes 1AB, 1B y 2B. En los subhorizontes 3Bw₁ y 3Bw₂ se aprecia otro descenso marcado, y se estabilizan de nuevo en valores en torno a 5 en 4BCg₁ y 4BCg₂ encontrándose los valores más bajos en el nivel basal I (4BCg₂). El valor de pH en agua repunta en las dos muestras basales, hasta valores de 5.41. El pH en KCl muestra una tendencia similar al pH en agua en el nivel V, descendiendo bruscamente en profundidad; a continuación, y de modo inverso a las medidas del pH en agua, el pH en KCl aumenta de 4.4 en la base de 1B a 4.7, que se alcanza en la base del suelo (nivel I).

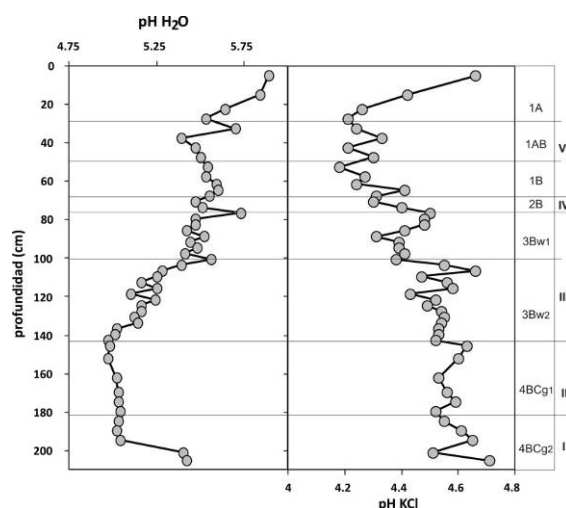


Figura 83. Distribución vertical del pH en agua y en cloruro potásico en GAdep-I-I.

En GAdep-I-I los valores de nitrógeno oscilan entre 7.62 g kg⁻¹ en la muestra a 15 cm de profundidad y 0.691 g kg⁻¹ en la base de la secuencia (Figura 84). Se trata de valores muy bajos, sólo en el horizonte superficial los valores son relativamente altos como resultado de la acción de la vegetación actual. El contenido en carbono oscila entre 118.3 g kg⁻¹ y 7.217 g kg⁻¹ (Figura 86). El carbono y el nitrógeno presentan una correlación positiva alta ($r^2=0.9$); el C y N también están positivamente correlacionados con el LOI ($r^2=0.8$, $r^2=0.7$ respectivamente, eliminando las tres muestras superficiales). Los valores de C, N y LOI descienden marcadamente entre el techo de la secuencia y el techo del nivel IV. En los subciclos 3Bw₁ y 3Bw₂ se observa un incremento relativo tanto en LOI como en C y N que alcanza un máximo hacia 125 cm de profundidad en el subhorizonte 3Bw₂, al que sigue un ligero descenso hasta la base del mismo. Los valores de C, N y LOI se estabilizan en torno a 10.1 g kg⁻¹, 0.95 g kg⁻¹ y 4.5 % respectivamente en los subciclos en 4BCg₁ y 4BCg₂. La relación C/N es bastante variable (Figura 86). En el ciclo 1 muestra un ligero descenso del techo a la base como consecuencia de la mejor humificación de la materia orgánica en el horizonte 1B. En los ciclos 2 y 3 la relación C/N aumenta con respecto al ciclo 1, lo que se interpreta como una menor evolución de la materia orgánica en este nivel y muestra importantes variaciones, con picos entre 11 y 20 y un valor medio en torno a 15. En 4BCg₁ y 4BCg₂ la

relación desciende y se alcanzan los valores más bajos de la secuencia, inferiores a 10. Los valores obtenidos con el ratio C/N deben ser tomados con precaución en los niveles ciclos 3 y 4, dado el bajo contenido en N de las muestras.

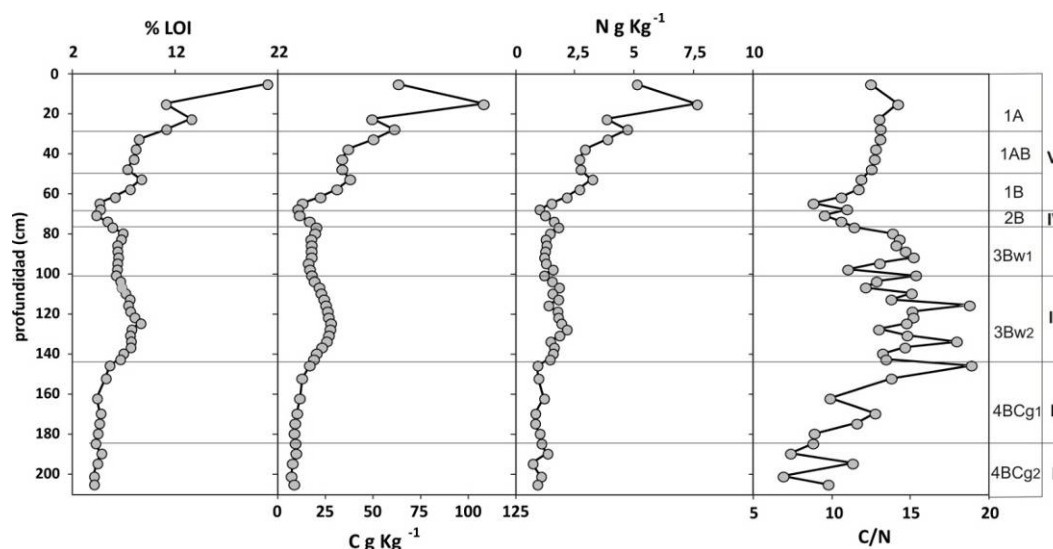


Figura 84. Distribución vertical del % de LOI, C, N y de la relación C/N en GAdep-I-I.

El Al total (Alt) y Fe total (Fet) muestran concentraciones bajas, oscilando entre 4.54-12.69 % en el caso de Al y entre 2.52-12.13 % para el Fe (Figura 87). El Alo y el Feo presentan una correlación positiva moderada ($R^2=0.65$) entre ellos, y un comportamiento semejante (Figura 85). Tanto el Alo como el Feo aumentan ligeramente en el horizonte 1A, de 0.53 % a 0.79 % en el caso del Alo, y entre 0.59 % y 0.78 % en el Feo. En el horizonte 1AB los valores de Alo y Feo se mantienen estables en torno a 0.65 % para el Alo y a 0.7 % para el Feo y muestran un ligero descenso en 1B. En los subhorizontes 3Bw₁ y 3Bw₂ tanto el Alo como el Feo muestran un incremento en profundidad, el Alo aumenta de 0.77 % a 1.27 % y el Feo de 0.78 % a 1.22 %; alcanzándose en ambos casos los valores máximos de la secuencia. En los subhorizontes 4BCg₁ y 4BCg₂ tanto el Alo como el Feo descienden progresivamente en profundidad hasta alcanzar el Feo valores de 0.25 %, los más bajos de la secuencia, y 0.62 $\mu\text{g g}^{-1}$ el Alo, el valor más bajo tras los mínimos del horizonte superficial 1A. La razón Alo/Alt (Alot) y Feo/Fet (Feot) (Figura 85) son utilizadas frecuentemente como estimadores del grado de alteración y están directamente relacionados con la evolución del suelo. Las relaciones Feot y Alot presentan una correlación moderadamente alta entre ellas ($r^2=0.72$). La relación Feot (media = 0.3) es superior a la Alot (media = 0.1), dado que el Fe aparece en minerales más fácilmente alterables. Tanto la razón Alot como la razón Feot indican que el nivel III es el que presenta una mayor proporción de Al y Fe secundarios y es por lo tanto el que tiene una mayor evolución edáfica y un mayor grado de alteración. La máxima concentración de Al y Fe secundarios en la secuencia GAdep-I-I coincide con un incremento de la materia orgánica, lo que podría indicar que el Al y Fe secundarios forman parte de complejos órgano-metálicos. El Al y Fe secundarios presentan el máximo de acumulación a la misma profundidad indicando que la acumulación de las formas amorfas de Al y Fe ocurre *in situ*, lo que unido a la coincidencia con el incremento en materia orgánica es indicativo de un epipedón enterrado, por lo que el horizonte 3Bw implica la existencia de

un período de estabilidad y posiblemente representa la evolución, post-enterramiento, de un horizonte A.

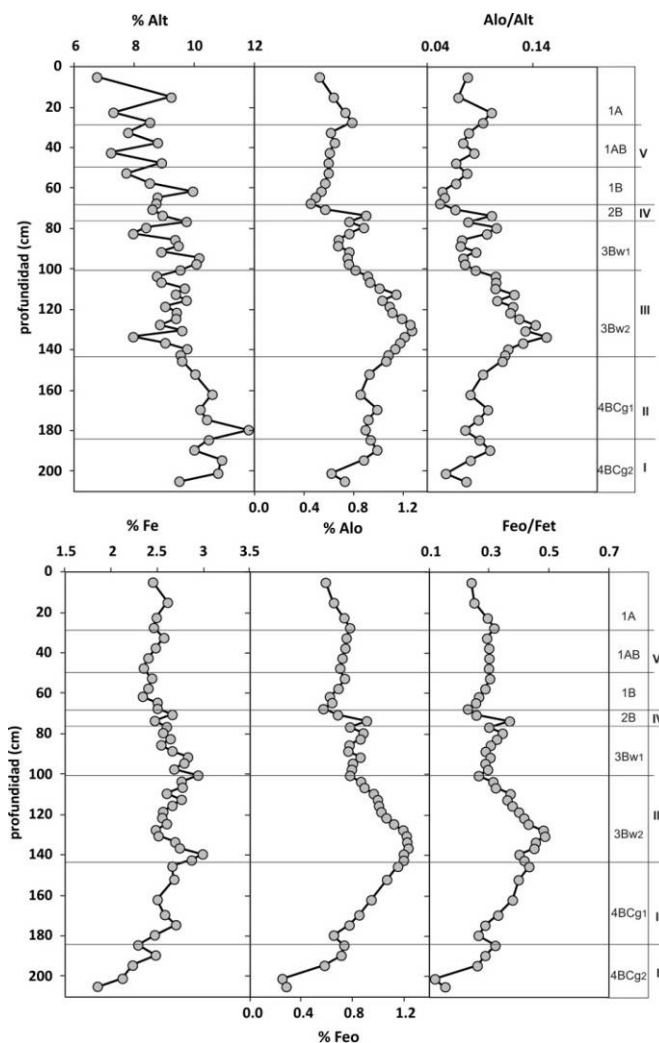


Figura 85. Variación vertical de las proporciones de Al y Fe extraídos en oxalato y ratios Feo/Fet y Alo/Alt en GAdep-I-I.

Las medias de los elementos mayores y menores: Si, Al, Fe, Ti, Ca, K y S (Figura 86) son respectivamente: $28.3 \pm 0.3\%$, $9.5 \pm 0.1\%$, $2.6 \pm 0.03\%$, $0.50 \pm 0.003\%$, $0.033 \pm 0.002\%$, $1.83 \pm 0.023\%$, $0.82 \pm 0.09\%$. Las concentraciones de cada uno de ellos se encuentran en los siguientes rangos: 24.1-32.4% para el Si; 7.9-11.8 % para el Al; 1.85-2.99 % para el Fe; 0.46-0.54 % para el Ti; 0.01-0.05 % para el Ca; 1.62-2.17 % para el K y 0.27-2.46 % para el S. Las medias de los elementos traza litogénicos Rb, Sr, Y, Zr, Nb y Th son respectivamente: 104 ± 1 , 305 ± 0.5 ; 27.4 ± 0.5 ; 405 ± 7 ; 13.1 ± 0.1 ; 8.1 ± 0.3 . El rango de concentraciones para cada uno de ellos es el siguiente: 84-120 para el Rb; 24.5-37.5 para el Sr; 21.9-36,0 para el Y; 317-523 para el Zr; 11.0-14.7 para el Nb; 3.1-12.3 para el Th. Las medidas de los elementos traza metálicos (Figura 87) Mn, Cr, Ni, Cu, Zn y Pb junto con la del As, son respectivamente $169 \pm 3 \mu\text{g g}^{-1}$; $57 \pm 3 \mu\text{g g}^{-1}$; $11.4 \pm 0.9 \mu\text{g g}^{-1}$; $5.8 \pm 0.4 \mu\text{g g}^{-1}$; $17.0 \pm 0.7 \mu\text{g g}^{-1}$; $16.2 \pm 0.4 \mu\text{g g}^{-1}$; $14.1 \pm 0.3 \mu\text{g g}^{-1}$; $12.3 \pm 0.4 \mu\text{g g}^{-1}$. Cada uno de ellos está dentro de los siguientes rangos (máximo-mínimo): 119-227 $\mu\text{g g}^{-1}$ para el Mn; 42.7 -77.6 $\mu\text{g g}^{-1}$ para el Cr; 1.26-26.0 $\mu\text{g g}^{-1}$ para el Ni; <0.15.-12.2 para el Cu $\mu\text{g g}^{-1}$; 10.2-27.3 $\mu\text{g g}^{-1}$ para el Zn; 11.6-22.0 $\mu\text{g g}^{-1}$ para el Pb; 9.5-18.7 $\mu\text{g g}^{-1}$ para el As. Las medidas de los halogenuros Cl y Br son respectivamente:

$589 \pm 26 \mu\text{g g}^{-1}$; $160 \pm 9 \mu\text{g g}^{-1}$; cada uno de ellos está dentro de los siguientes rangos: 589-1213 $\mu\text{g g}^{-1}$ para el Cl y 71-259 $\mu\text{g g}^{-1}$ para el Br. Los elementos citados muestran una variabilidad elevada y, salvo excepciones, no muestran patrones de variación verticales semejantes. De los elementos mayores, el Fe y el Ti muestran una variación vertical similar, alcanzando sus concentraciones máximas en el techo del nivel II. El Ca presenta un comportamiento particular, mostrando sus valores máximos en el techo de la secuencia y tras un descenso rápido en las cuatro muestras superficiales, se mantiene en valores muy bajos (inferiores a 0.1 %); el Ca muestra una correlación alta significativa con el LOI y el Sr ($r^2=0.9$, $r^2=0.9$ respectivamente).

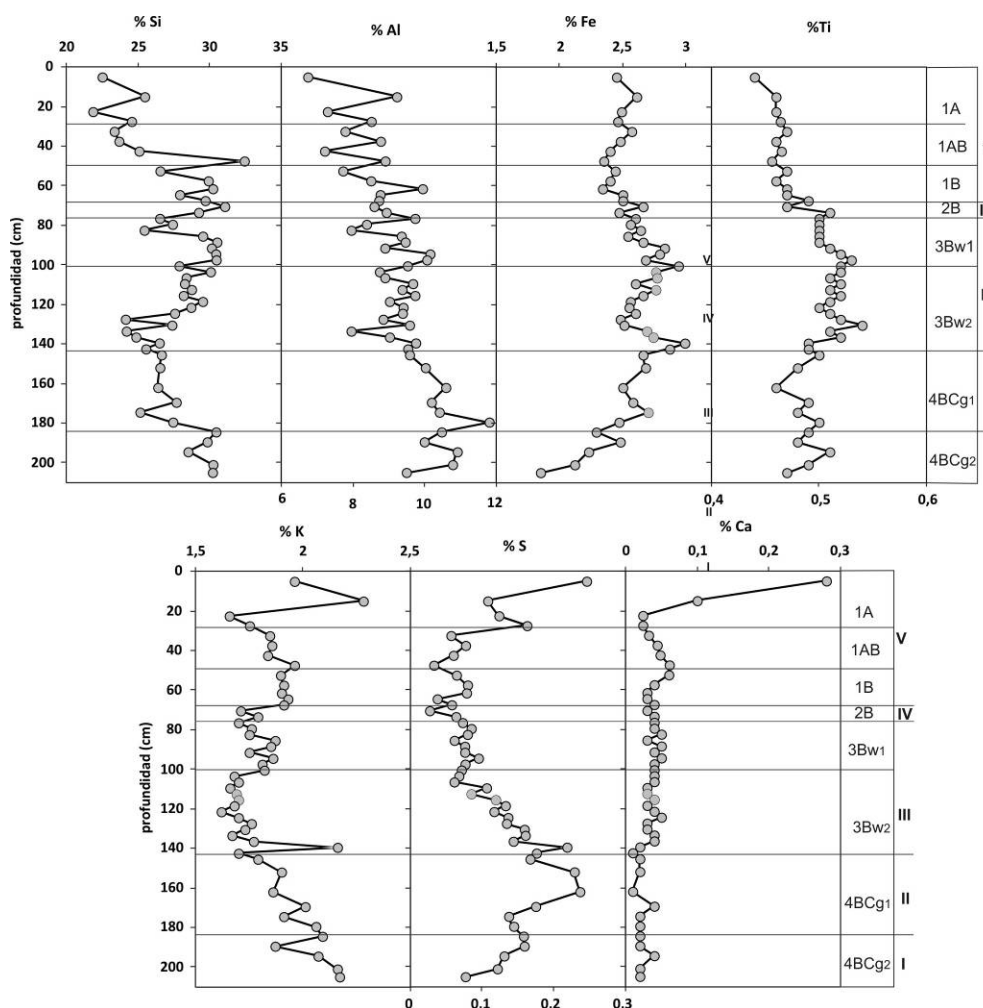


Figura 86. Variaciones verticales de los elementos mayoritarios y minoritarios (en porcentaje) en GAdp-I-I, Punta Gallín

Los elementos traza metálicos muestran patrones de variación vertical muy distintos entre ellos (Figura 87). Las únicas similitudes ocurren entre el Ni y el Cu ($r^2=0.5$). El Zn muestra una correlación alta significativa con el Ca y el Sr ($r^2= 0.8$ y 0.9 respectivamente). La distribución vertical del Pb es parecida a la de la mayoría de los elementos traza litogénicos y muestra correlaciones positivas significativas con el Th ($r^2=0.8$), el Y ($r^2= 0.6$) y el Ti ($r^2= 0.7$) y correlación negativa con el LOI, C y N ($r^2=-0.6$, -0.6 , -0.6 respectivamente).

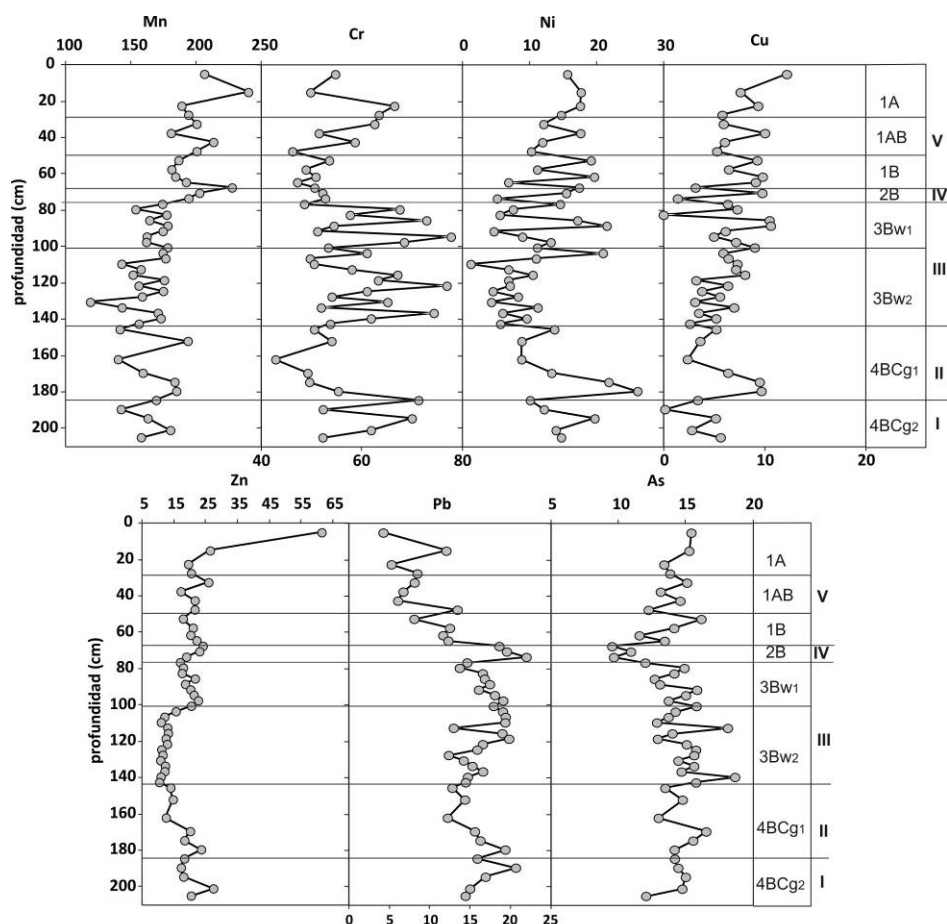


Figura 87. Variaciones verticales de los elementos traza metálicos (en porcentaje) en GAdep-I-I. Punta Gallín

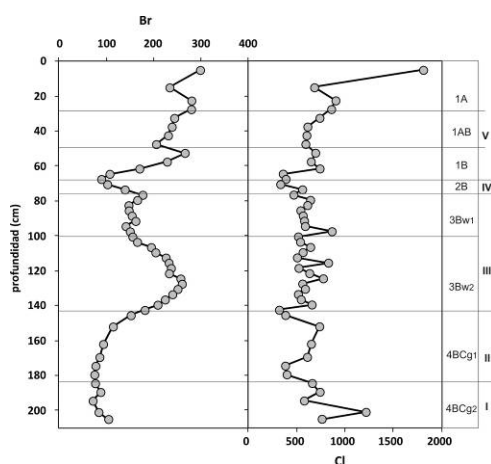


Figura 88. Variaciones verticales de las concentraciones de elementos de origen marino (en $\mu\text{g g}^{-1}$) en GAdep-I-I. Punta Gallín.

Los elementos de origen marino Cl y Br (Figura 88) no muestran un patrón de variación vertical semejante entre ellos. El Cl muestra una variación vertical muy semejante con LOI, Ca y Rb ($r^2 = 0.7, 0.7, 0.6$ respectivamente). Por su parte, el Br, presenta una correlación positiva significativa con el Rb, el LOI, el N, el C y el H ($r^2 = 0.8, 0.7, 0.7, 0.8$ respectivamente) y negativa con el Al ($r^2 = -0.7$) el Th ($r^2 = -0.8$) y el Si ($r^2 = -0.5$). La correlación entre el Br, el LOI, el C y el N alude a la halogenación de la materia orgánica.

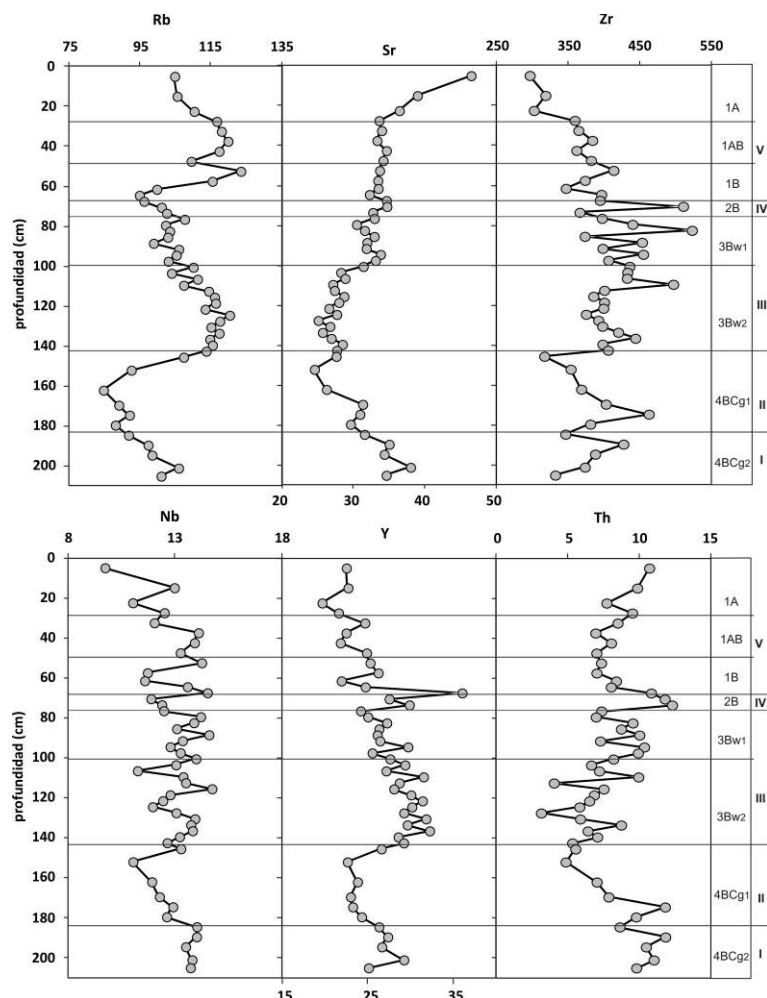


Figura 89. Variaciones verticales de las concentraciones de los elementos traza litogénicos (en $\mu\text{g g}^{-1}$) en GAdep-I-I. Punta Gallín.

3.6.1.3. Interpretación de la secuencia GAdep-I-I

En la secuencia sedimentaria GAdep-I-I se han identificado cinco niveles sedimentológicos y 4 ciclos edáficos, dos de los cuales han sido divididos en subhorizontes. El nivel I, ha sido datado a 16 cm de la base en 12438 – 12075 cal. BP, aunque la fecha debe interpretarse teniendo en cuenta que el material datado fue un carbón encontrado en el sedimento. El nivel basal I (Figura 80) coincide con el subhorizonte 4BCg₂, cuyos 5 cm basales presentan características gléicas marcadas. En este nivel se aprecia un incremento en la proporción de arcillas y limos con respecto al superior (II) además de un cambio de color hacia valores más altos y cromas más bajos. El color grisáceo-blanquecino del nivel I (más marcado en sus 5 cm basales), y sus características morfológicas y geoquímicas son indicativas de que este nivel se ha originado como resultado de procesos biogeoquímicos bajo condiciones de encharcamiento; al estar el suelo saturado en agua el oxígeno es desplazado del espacio poroso, condiciones bajo las cuales las bacterias anaerobias utilizan el Fe^{3+} generando Fe^{2+} soluble en agua e incoloro. Al cesar la saturación de agua, las formas reducidas se oxidan dando lugar a colores característicos como el moteado anaranjado y amarillento que puede observarse en las gravas de la base del nivel y en la plataforma

rocosa sobre la que descansa el depósito. La topografía aplanada del sector ha llevado a interpretar este nivel basal como un área de sedimentación de muy baja energía, principalmente por decantación en un ambiente de difícil drenaje, tal como una laguna o área hidromorfa somera con oscilaciones del nivel de agua.



Figura 90. Nivel basal (I) de GAdep-I-I. Nótese los colores grisáceos y las manchas anaranjadas indicativos de procesos redoximorficos en la formación del ciclo 4BCg₂

El nivel II está formado por una matriz de limos y arenas finas en las que aparecen gravas finas y medias de cuarcita y cuarzofilita; las propiedades geoquímicas de este nivel aluden también a condiciones reductoras en su formación, aunque de menor intensidad que en las del subhorizonte 4BCg₂. Este nivel respondería a procesos de ladera que explicarían el arrastre de material grueso y la fosilización del nivel I. En el nivel II se aprecia una granoclasificación positiva de las arenas de la base al techo que podría relacionarse con una intensificación de un proceso erosivo en la ladera, que se tradujo en un incremento progresivo de la proporción de arena gruesa, compuesta fundamentalmente por fragmentos de roca, hacia la parte superior del nivel. En el nivel III se observa una reducción importante en el tamaño medio de las arenas (Figuras 81 y 82), que pasa de valores ligeramente superiores a 0.3 mm en el techo del nivel II a valores inferiores a 0.2 mm el nivel III.

Las características morfológicas de las arenas del nivel III sugieren que se trata de un nivel de origen con elevado porcentaje de aportes eólicos, sin embargo la presencia de carbones dispersos y algunas gravas subangulosas, la pobre clasificación de las arenas y la falta de estructura indican que la deposición eólica estuvo acompañada de aportes sedimentarios procedentes de la ladera, posiblemente con flujos laminares de agua de baja energía. La hipótesis de la existencia de fases de inestabilidad en la ladera acompañadas de erosión en la parte alta de la ladera y acumulación en su parte baja también es sustentada por el incremento en la relación C/N, que muestra en este nivel un valor medio en torno a 15 pero con una notable variación, con picos mínimos de 11 y máximos de 20. Esta variación puede ser también explicada por la baja concentración en N en algunas muestras.

Las propiedades geoquímicas del nivel III permiten identificarlo como un epipedón. Enterrado, a pesar de que algunos de sus rasgos actuales lo acerquen morfológicamente a los horizontes subsuperficiales. Tanto el Fe como el Al extraíbles (Alo, Feo), que como se ha comentado son indicativos de procesos de alteración y edafogénesis, tienden a aumentar en

profundidad desde el techo hasta la base del nivel. La alta correlación entre LOI, C y N con el Br sugieren también una mayor evolución de la materia orgánica en este nivel.

Entre los subhorizontes 3Bw₁ y 3Bw₂ se depositó una línea de carbones que se ha interpretado como un evento erosivo de baja energía. María Martín, del Departamento de Arqueología de la Universidad de Santiago de Compostela ha realizado un análisis antracológico en 60 fragmentos de carbón, que confirmó el predominio de *Alnus* sp. y *Fraxinus*, especies ligadas a bosques húmedos (Figura 91). Los carbones analizados están ligeramente redondeados, lo que indica un cierto transporte.

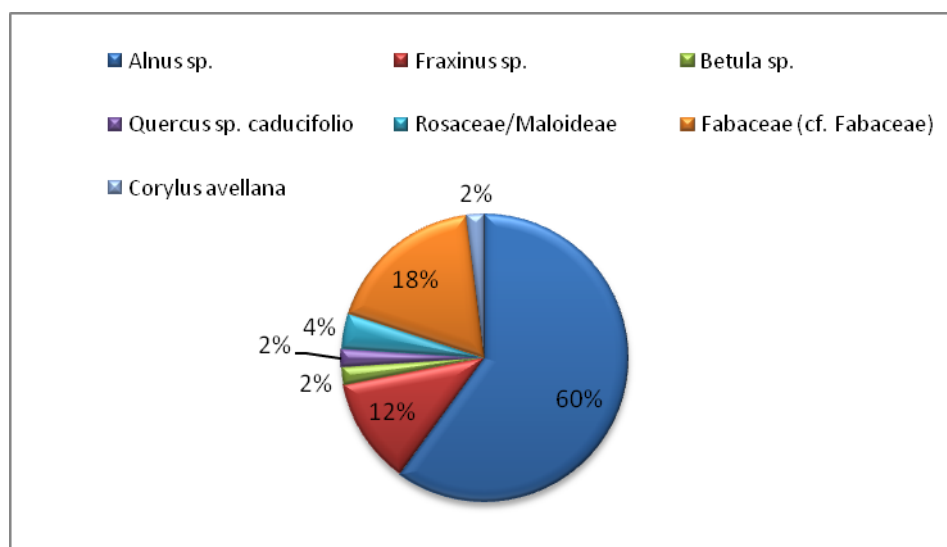


Figura 91. Resultados del análisis antracológico realizado sobre 60 fragmentos de la línea de carbones que separa las unidades II y III de la secuencia GAdep-I-I

A techo, el nivel III aparece erosionado, presentando un lentejón de gravas de filita embutidas en una matriz limosa (nivel IV) (Figura 118) que muestra un claro límite erosivo y que implica un transporte en agua más energético. El lentejón de gravas se interpreta como la señal sedimentaria de un evento erosivo, relacionado con un progresivo incremento de la inestabilidad en la ladera, cuya causa podría estar relacionada con quemas, sin descartar que también exista influencia climática.

Finalmente el nivel V, que coincide con el ciclo 1 (1A, 1AB y 1B), consiste en material procedente de la ladera, con abundantes gravas y cantos de cuarcita embutidos en una matriz limo-arenosa. La intensidad de la erosión podría haberse visto incrementada por quemas, como sugiere la presencia de abundantes carbones dispersos y líneas de gravas. En este nivel las arenas muestran un componente eólico destacado que sugiere que el área fuente fue muy probablemente material dunar situado en la ladera.

En el ciclo 1 (nivel V) el Zr, el Rb y el Y aumentan en profundidad, al igual que la arcilla, lo que indica una mayor alteración en profundidad; el pico de Br en torno a 300 µg g⁻¹ en las muestras superiores del nivel V (ciclo 1A), y su disminución en profundidad en el nivel V se ha relacionado con la procedencia marina del Br, y su entrada a través del spray y las precipitaciones. Hasta 40 cm el pH desciende marcadamente y se estabiliza en los 30 cm

basales en valores bajos. LOI, C y N descienden marcadamente y la relación C/N se mantiene más o menos estable en valores en torno a 13, lo cual indica un buen grado de humificación de la materia orgánica. Las características edáficas de este nivel permiten asimilarlo a un suelo de tipo Cambisol, lo que justifica que este nivel superior del depósito ha debido permanecer estable un cierto tiempo para que se desarrolle un incipiente horizonte B.

3.6.2. La secuencia GAdep-I-VII

El testigo GAdep-I-VII se obtuvo en el sector centro-oriental de la ensenada Gallín-I, donde el depósito alcanza 200 cm de potencia. La base se encuentra a 1.64 m sobre la cota de marea alta viva actual, si bien su base se encuentra bajo la playa de bloques actual. El sedimento bajo la playa se muestreó con una barrena Edelman, alcanzándose una profundidad de 90 cm, sin que se pudiera determinar si se había alcanzado el substrato rocoso o una capa de sedimento excesivamente duro. Un segundo sondeo realizado a una distancia horizontal de 3 metros desde la base de GAdep-I-VII hacia el mar si permitió llegar al substrato rocoso de la plataforma, constatándose una potencia del sedimento bajo la actual playa de bloques de 120 cm. El estudio de las 49 muestras obtenidas permitió dividir la secuencia en 4 niveles sedimentarios en los que se identificaron 4 ciclos edáficos (Tabla 39, Figura 92).

3.6.2.1. Características texturales del sedimento.

La Figura 93 y 94 muestran la composición granulométrica de los diferentes niveles identificados en la secuencia sedimentaria. El nivel V consiste en gravas y cantos redondeados y subredondeados de cuarcita y filita, clastosoportadas, siendo la fracción mayor de 2mm el componente granulométrico mayoritario. El porcentaje de grava sigue siendo abundante en el nivel IV, si bien desciende progresivamente hasta los 70 cm de profundidad. Entre 70-85 cm aparece un segundo pico de gravas que coincide con el techo del nivel II. La fracción gruesa de los niveles V y IV tiene características y orígenes muy diferentes. En el nivel V predominan los cantos y la grava gruesa de formas redondeadas de origen marino, depositado durante eventos tormentosos como se comentará en más detalle en el capítulo 4 de esta memoria. Por el contrario, las gravas finas y medias subangulosas y angulosas de filita del nivel IV tienen un origen exclusivamente continental. En la base del nivel III (90-93 cm) se produce un nuevo aumento del contenido de sedimento grueso, coincidiendo con una línea de gravas finas de filita y cuarcita. En el nivel II, la grava es un componente minoritario, con un valor promedio del 1.1 % de la muestra total, y solamente en la base (prof. 200 cm, base del nivel I) se detecta un incremento hasta el 47%,

La arena es el componente mayoritario en la fracción inferior a 2mm en los niveles V y IV, donde presenta valores superiores al 50 %. Desde el techo de la secuencia se observa un descenso en el tamaño medio de la arena hasta el techo del nivel IV en relación a la presencia de arena muy gruesa de origen marino al igual que las gravas. El tamaño medio de la arena se mantiene en torno a 0.16 mm desde el techo del nivel IV hasta 170 cm de profundidad, en la base del nivel II. En el nivel I aumenta la proporción de arena gruesa en relación al nivel II, y se observa un aumento del tamaño medio de la arena de la base de la secuencia hasta techo del nivel (*coarsening upward*).

Tabla 39. Descriptiva edafo-sedimentaria de los niveles identificados en la secuencia GAdep-I-VII.

Nivel	Ciclo-Horizonte	Prof. (cm)	Descripción.
V	1Ah ₁	0-42.5	Horizonte mineral rico en materia orgánica. Gravas finas a gruesas y cantos de cuarcita con formas subredondeadas y redondeadas clasto-soportadas. La matriz es de color grisáceo oscuro (10 YR 4/1) en seco, y negro (10 YR 2/1) en húmedo. Textura franco arenosa y estructura débil granular muy fina. No es plástico, ligeramente adherente. Límite gradual
IV	1Ah ₂	42.5-47.5	Horizonte mineral rico en materia orgánica con humus iluvial. La matriz es de color marrón grisáceo oscuro, 10 YR 4/2 en seco y marrón muy oscuro (10 YR 2/2) en húmedo. Textura franco arenosa y estructura débil granular muy fina. No es plástico, ligeramente adherente. Límite gradual Presenta abundantes gravas subredondeadas y subangulosas de cuarcita y filita. Límite gradual.
	2Bw	47.5-80	Color marrón-grisáceo oscuro (10 YR 4/2) en seco y (10 YR 2/2) en húmedo; en profundidad adquiere colores más claros y amarronados en seco (10 YR 4/3). Textura: arenoso franco. Estructura débil migajosa mediana. Blando en seco, muy friable en húmedo; no es adherente, ni plástico. Abundantes gravas subangulares y subredondeadas finas a gruesas. Algunos poros finos y algunas raíces finas. Microcarbones (< 2 mm) difusos. Límite neto.
III	3E	80-97.5	Color marrón amarillento oscuro a marrón amarillento claro (10 YR 4/4 en seco, 10 YR 2/2 en húmedo). Abundantes líneas de gravas de filita y cuarcita finas a medias orientadas. Textura: arenoso franco. Estructura débil en bloques subangulares medianos. Ligeramente duro en seco, friable en húmedo; no es adherente, ni plástico. Manchas de color (10 YR 5/6) frecuentes pequeñas a medianas, definidas y con límite difuso. Algunos poros finos y algunas raíces finas. Microcarbones (< 2 mm) difusos. Límite neto marcado por una línea de gravas finas y medias angulosas y subangulosas de cuarzo, cuarcita y filita. Esta unidad rellena las grietas del nivel I Límite claro.
II	4Bt ₁	97.5-112.5	Color marrón rojizo (2.5 YR 5/4) en seco, en húmedo: marrón rojizo oscuro (2.5 YR 2.5/3). Textura: franco limoso. Estructura laminar moderada. Duro en seco, firme en húmedo. Adherente y ligeramente plástico. El techo del nivel coincide con la presencia de grietas cementadas por oxihidróxidos de hierro en las que penetra material del nivel superior. Las grietas conservan restos de raíces finas y medias. Microcarbones (< 2 mm) difusos. En lámina delgada se apreciaron recubrimientos de arcilla en los poros y grietas. Límite difuso.
	4Bt ₂	112.5-170	Color marrón rojizo claro (2.5 YR 6/4) en seco, en húmedo: rojizo (2.5 YR 4/6). Textura: franco limoso. Estructura moderada en bloques angulares-subangulares medianos. Duro en seco, firme en húmedo. Adherente y ligeramente plástico. En este nivel se han encontrado ejemplares dispersos de malacofauna marina. La base de este nivel coincide con una acumulación de gravas subredondeadas y subangulosas de cuarcita y cuarzo.
I	4Bt ₂	170-200	Color marrón rojizo claro (2.5 YR 6/4) en seco, en húmedo: rojizo (2.5 YR 4/6). Textura: franco limoso. Estructura moderada en bloques angulares-subangulares medianos. Duro en seco, firme en húmedo. Adherente y ligeramente plástico. En este nivel se han encontrado ejemplares dispersos de malacofauna marina. La base de este nivel coincide con una acumulación de gravas subredondeadas y subangulosas de cuarcita y cuarzo.

Según los resultados granulométricos de la arena, a excepción de la muestra superficial de la secuencia, que está moderadamente clasificada y corresponde a la categoría textural de arena media-gruesa, las restantes muestras están pobremente clasificadas y corresponden a la categoría de arena fina a muy fina y la mayoría de las muestras presenta una ligera asimetría hacia las fracciones finas. Las muestras que mostraron bimodalidad son aquellas en las que hay un incremento relativo en la fracción arena muy gruesa (1-2 mm) y que aparecen en los niveles V, IV, y I. Los valores del parámetro de clasificación aumentan en profundidad, lo que indica una peor clasificación de las muestras basales.

En los niveles I y II se aprecia un marcado descenso del contenido en arenas y un incremento del limo, que pasa de valores inferiores al 50 % en el nivel III, a valores superiores al 70 %, y un contenido medio del 64.4 %, siendo la fracción predominante el limo grueso, que presenta un valor medio para los niveles I y II del 40 % del limo total. El

porcentaje de arcilla en la fracción fina oscila entre un 2.1 y un 23.9 %. Su distribución vertical es muy variable aunque se observa una tendencia a aumentar en profundidad. En el nivel V, el contenido en arcilla aumenta en profundidad, posiblemente como consecuencia de procesos de iluviación.

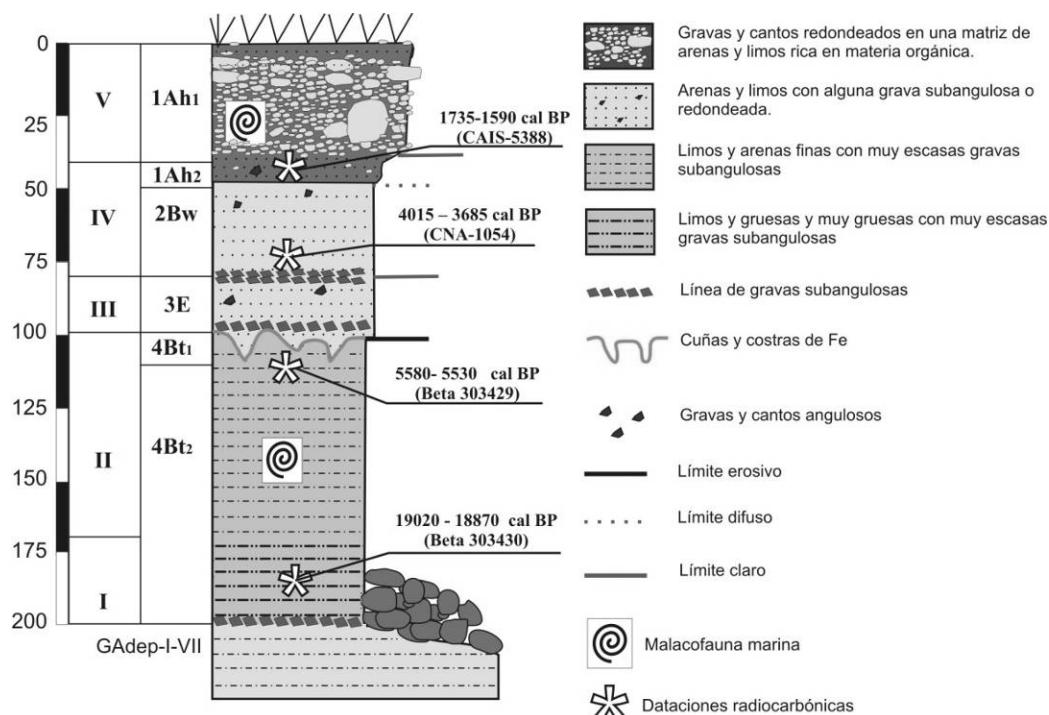


Figura 92. Niveles esquemáticos de la secuencia GAdep-I-VII

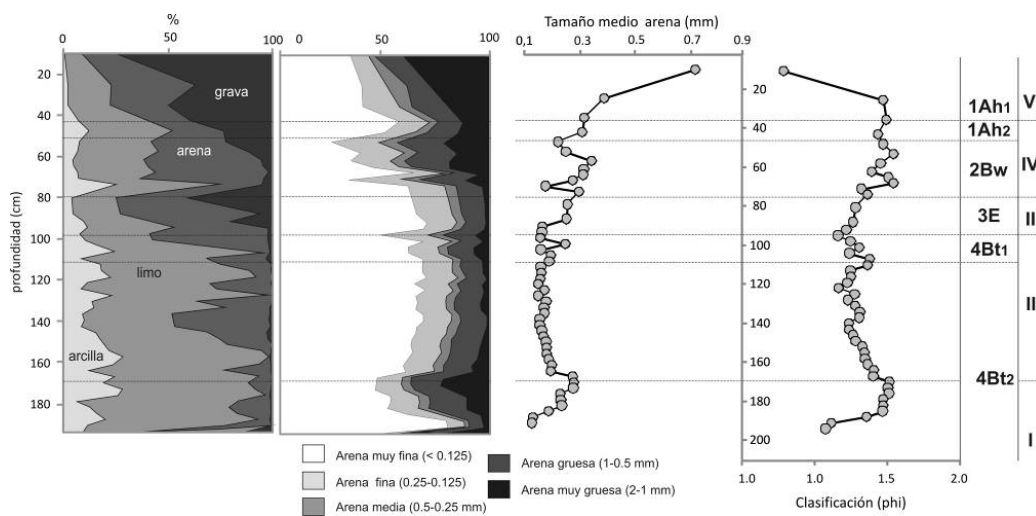


Figura 93. Distribución vertical de las clases y parámetros granulométricos en la secuencia GAdep-I-VII. El tamaño medio de las arenas se expresa en milímetros y la clasificación en unidades phi.

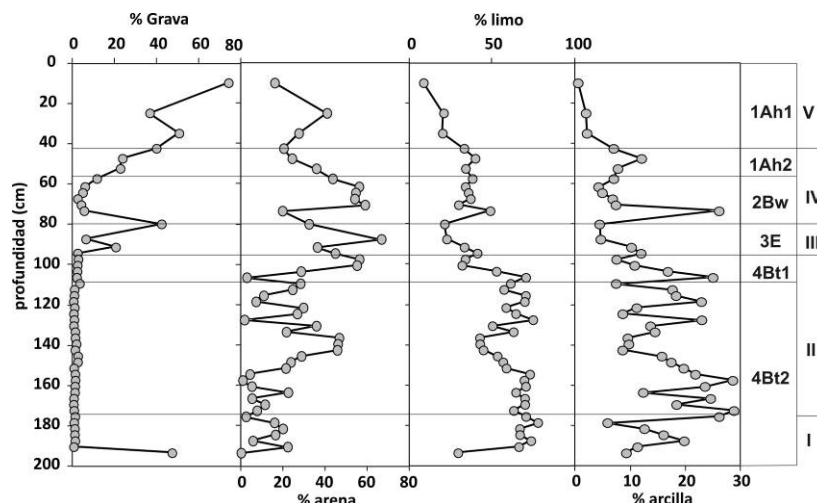


Figura 94. Porcentaje de grava (> 2 mm) sobre la muestra total y porcentaje de arena, limo y arcilla sobre el peso total de la fracción fina (< 2mm) en la secuencia GAdep-I-VII.

El estudio morfooscópico de las arenas ha mostrado que en las fracciones gruesas (2-1 mm) de todos los niveles predominan los fragmentos de roca, cuarcita, pizarra y filita (76-59 %) sobre el cuarzo. En las restantes fracciones el contenido en cuarzo se hace mayoritario (entre 80 y 90 % en las fracciones 0.5-0.2 mm y más del 90 % en la fracción de 0.1 mm). En todos los niveles hay una proporción de granos de cuarzo que muestran indicios de trabajo eólico y redondeamiento, incluso en las fracciones de arena más finas. En los niveles superiores del depósito (V, VI y III), en la fracción 0.5 los granos redondeados mates alcanzan valores en torno al 30 %, mientras el porcentaje restante corresponde a granos subangulosos o angulosos brillantes. En el nivel II predominan los granos subredondeados con superficies mates (57 %) seguidos por los granos subredondeados-redondeados brillantes (34 %) y finalmente los subangulosos y angulosos brillantes (9 %). Cabe destacar que en este nivel aparecen abundantes granos de cuarzo con marcas de disolución y barnizados por películas finas de arcilla y óxidos de Fe así como numerosos agregados de arcilla y óxidos de Fe uniendo los granos. En el nivel I, la proporción de granos mates en las fracciones 0.5 y 0.4 es ligeramente inferior al nivel II (35 % y 28 %, respectivamente).

3.6.2.2. Propiedades físico-químicas del sedimento

Las muestras de GAdep-I-VII son de reacción ácida. Los valores de pH medidos en agua varían entre 5.9 (1Ah) y 4.8 (4Bt₁) (Figura 95). Las medidas de KCl son aproximadamente media unidad más baja que en agua (entre 4.71 y 3.94). Los valores de pH medidos en agua descienden progresivamente desde el techo de la secuencia hasta la línea de gravas que separa los niveles IV y III, a 80 cm de profundidad. Desde ese punto, los valores de pH en agua se mantienen bastante estables, en torno a 5, en el nivel III y el subhorizonte 4Bt₁ del nivel II. Desde el techo de 4Bt₂, el pH en agua aumenta algo menos de media unidad con respecto al valor anterior y hasta la base de la secuencia se mantiene más o menos estable con valores entre 5.6 y 5.2, mostrando un incremento muy ligero en el nivel I, con respecto al nivel II. El pH en KCl muestra una tendencia similar al pH en agua en el horizonte superficial (1Ah₁ y 1Ah₂), descendiendo bruscamente en profundidad; a continuación, y de modo inverso a las medidas del pH en agua, el pH en KCl aumenta de 3.4

a 4.5 en los niveles IV y III para mantenerse en torno a 4.4 hasta en el subhorizonte 4Bt₁ (nivel II) y luego volver a aumentar ligeramente y mantenerse en torno a 4.6 hasta la base de la secuencia, mostrando algunas variaciones de poca entidad superpuestas a esta tendencia.

Los valores de nitrógeno oscilan entre 5.3 g kg⁻¹ en la muestra superficial y 0.4 g kg⁻¹ en la base de la secuencia (Figura 96). Se trata de valores muy bajos, sólo en el horizonte superficial los valores son relativamente altos, como resultado de la acción de la vegetación actual. El contenido en carbono oscila entre 110 g kg⁻¹ y 8.7 g kg⁻¹. El carbono y el nitrógeno presentan una correlación positiva alta entre ellos ($r^2=0.9$, p-valor < 0.0001) y muestran una variación vertical casi idéntica en la secuencia. Los valores de C y N descienden bruscamente en los ciclos 1Ah₁ y 1Ah₂, y a continuación muestran un ligero incremento en los niveles IV y III y se mantienen prácticamente estables en los niveles II y I, con valores medios de 11.8 g kg⁻¹ para el carbono y de 4.2 g kg⁻¹ para el nitrógeno. El contenido en materia orgánica estimado mediante LOI presenta una correlación positiva muy alta tanto con el nitrógeno ($r^2= 0.93$, p-valor < 0.0001) como con el carbono ($r^2= 0.95$, p-valor < 0.0001). El porcentaje de LOI en oscila entre 22.3 y 3.6 %. Al igual que en el caso del carbono y el nitrógeno los valores más altos se encontraron en el horizonte 1Ah₁. La razón C/N es muy variable en la secuencia, los valores se mantienen en torno a 20 en 1Ah₁, 1Ah₂, 2Bw, 3E y 4Bt₁ y aumentan hasta cerca de 30, con variaciones importantes en el horizonte en el nivel II. En el nivel I la relación C/N sigue la misma tendencia que el tamaño medio de las arenas, y aumenta de la base al techo.

El Alo y Feo extraíbles en oxalato amónico muestran concentraciones bajas, oscilando entre 1.26-8.28 % en el caso de Al y entre 3.39-11.17 % para el Fe (Figura 99). Los valores de Alp y Fep oscilan entre 0.11- 0.72 % en el caso del Alp, y 0.28-0.94 % en el caso de Fep. Los valores de Alo y Feo oscilan entre 0.13-0.83 % en el caso del Alo, y 0.34-1.12 % en el caso de Feo. Las tendencias de las distribuciones de Alo y Feo son similares a las de Alp y Fep, siendo especialmente significativa la correlación entre Feo y Fep ($r^2= 0.8$). Como tendencia general, en GAdep-I-VII el Alo, Feo, Alp y Fep aumentan con la profundidad. El incremento máximo de Feo y Fep se registra en el horizonte 2Bw (nivel IV), y un ligero descenso en el ciclo 3E (III) al que sigue un nuevo incremento en el horizonte 4Bt₁ (nivel II). Prescindiendo de las muestras correspondientes al horizonte superficial, las relaciones Feot y Alot presentan una correlación moderada entre ellas ($r^2=0.4$, p-valor <0.01). La relación Feot es superior a la Alot, porque el Fe aparece en minerales más fácilmente alterables. El Al extraído en pirofosfato presenta un valor medio en la secuencia del 72,4 % del Al secundario total (Alo). En el caso del Fe extraído en pirofosfato, este presenta un valor medio en la secuencia del 80.5 % del Fe secundario total (Feo). El Fe y Al liberado por alteración está intensamente ligado a la materia orgánica, y por lo tanto el Al y el Fe secundarios aparecen preferentemente formando complejos organometálicos. En ciclo 3E los contenidos de Fep y Feo son muy similares, lo que indicaría que la mayor parte del Fe reactivo es retenido por la materia orgánica y forma parte de complejos organometálicos, mientras en los horizontes 2Bw y 4Bt una mayor proporción de Fe y Al reactivo está en forma de oxhidróxidos. El Alo y Alp presentan la misma tendencia y concentraciones en 1Ah₁, 1Ah₂, 2Bw, y 3E; en 4Bt₁ y 4Bt₂ se separan y el Alo presenta valores superiores a Alp (aproximadamente 65-35 % del total del Al reactivo respectivamente). Esto indica que en los horizontes superiores el Al está

ligado preferentemente a la materia orgánica mientras en el horizonte 4B aparece en forma de oxhidróxidos.

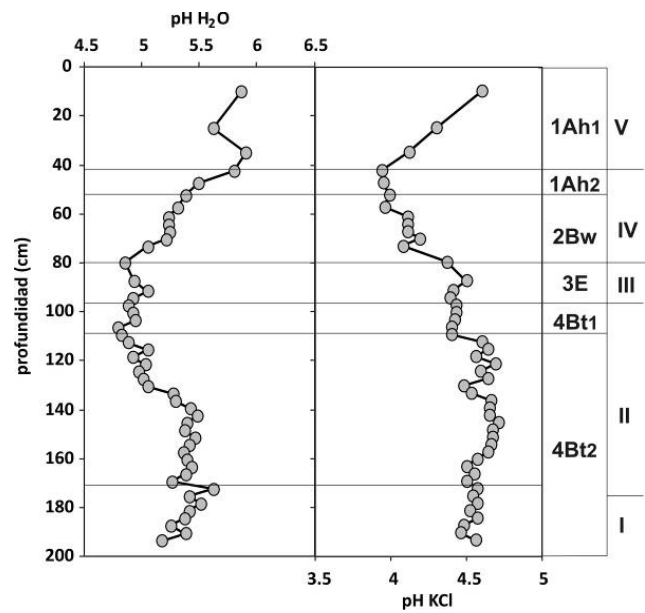


Figura 95. Variación vertical del pH medido en agua y cloruro potásico en GAdep-I-VII.

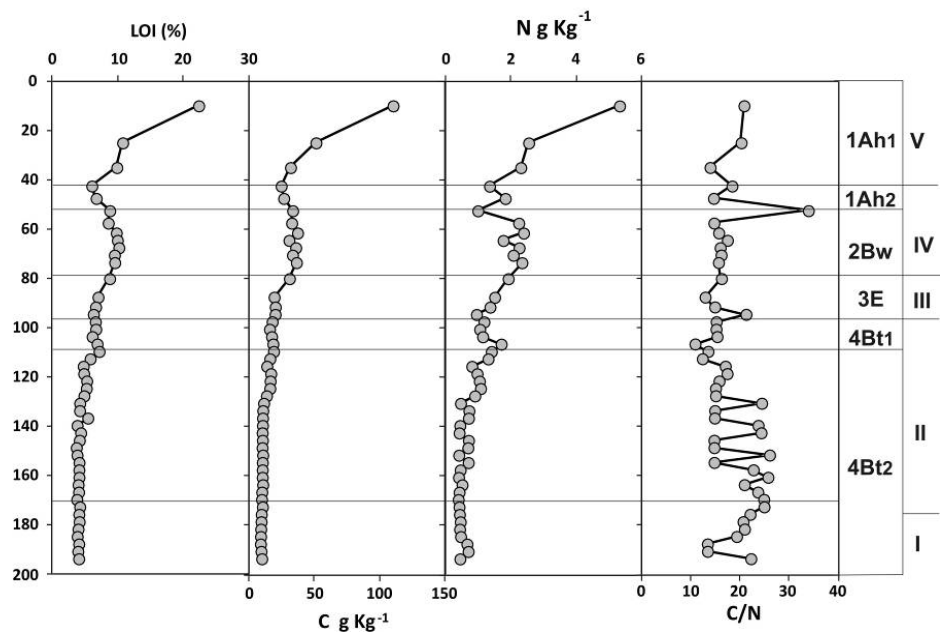


Figura 96. Variación vertical del C, N % de LOI y ratio C/N en GAdep-I-VII

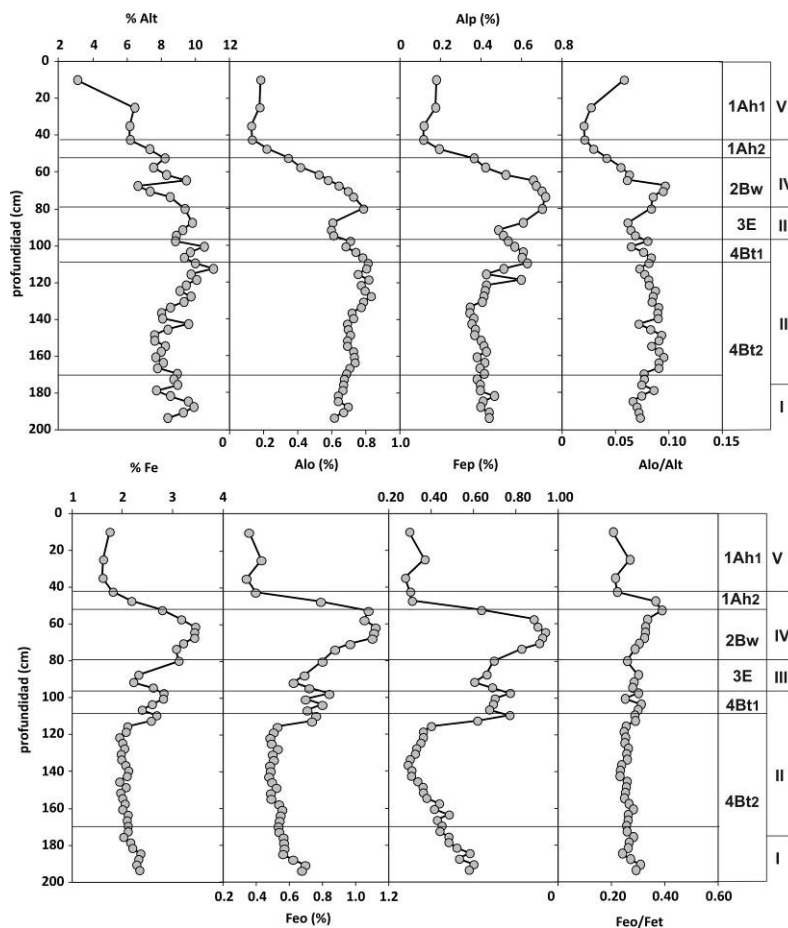


Figura 97. Resultados de las extracciones selectivas de Al y Fe en Gadep-I-VII y relaciones Alo/Alt y Feo/Fet

El Fe y Al extraídos en pirofosfato (Fep y Alp) entre el Fe y el Al extraídos en oxalato (Feo y Alo) puede ser utilizada para indicar la proporción de Fe y Al que forman parte de complejos organometálicos en Fe y Al amorfos (Child et al., 1983). Valores elevados de las razones Fep/Feo (> 1) en los ciclos 2Bw, 3E y 4Bt₁ y Alp/Alo en los ciclos 2Bw y 3E (> 1) de la secuencia GAdep-I-VII indican que la mayor parte de las formas no cristalinas de Fe y Al en estos ciclos están complejadas con la materia orgánica.

Las medias de los elementos mayores y menores (Figura 98): Si, Al, Fe, Ti, Ca, K y S son respectivamente: $28.7 \pm 0.4\%$; $8.5 \pm 0.2\%$; $2.32 \pm 0.07\%$; $0.48 \pm 0.01\%$; $0.06 \pm 0.001\%$; $1.82 \pm 0.02\%$; $0.9 \pm 0.08\%$. Las concentraciones de cada uno de ellos se encuentran en los siguientes rangos: 23.3-26.9 % para el Si; 4.0-11.2 % para el Al; 1.6-3.44 % para el Fe; 0.37-0.54 % para el Ti; 0.03-0.18 % para el Ca; 1.53-2.11 % para el K y 0.1-1.82 % para el S. Las medias de los elementos traza litogénicos Rb, Sr, Y, Nb y Th son respectivamente: 87 ± 2 ; 34.0 ± 0.5 ; 26.4 ± 0.6 ; 444 ± 9 ; 13.0 ± 0.2 ; 9.2 ± 0.3 . El rango de concentraciones para cada uno de ellos es el siguiente: 72-113 para el Rb; 29-42 para el Sr; 19.1-34.9 para el Y; 305-586 para el Zr; 9.9-16.4 para el Nb; 4.9-16 para el Th. Las medidas de los elementos traza metálicos (Figura 99) Mn, Cr, Ni, Cu, Zn y Pb, junto con la del As, son respectivamente $169 \pm 2 \mu\text{g g}^{-1}$; $52 \pm 1 \mu\text{g g}^{-1}$; $15.1 \pm 0.7 \mu\text{g g}^{-1}$; $7.0 \pm 0.3 \mu\text{g g}^{-1}$; $19.2 \pm 0.4 \mu\text{g g}^{-1}$; $11.4 \pm 0.3 \mu\text{g g}^{-1}$; $12.3 \pm 0.4 \mu\text{g g}^{-1}$. Cada uno de ellos está dentro de los siguientes rangos (máximo-mínimo): 141-195 $\mu\text{g g}^{-1}$ para el Mn; 31-78 $\mu\text{g g}^{-1}$ para el Cr; 2.0-24.9 $\mu\text{g g}^{-1}$ para el Ni; 2.0-11.8 $\mu\text{g g}^{-1}$ para el Cu; 11.2-26.1 $\mu\text{g g}^{-1}$ para el Zn; 6-15 $\mu\text{g g}^{-1}$ para el Pb; 6.9-18.4 $\mu\text{g g}^{-1}$ para el As. Las medidas

de los halogenuros Cl y Br son respectivamente: $2440 \pm 223 \mu\text{g g}^{-1}$; $130 \pm 9 \mu\text{g g}^{-1}$; cada uno de ellos está dentro de los siguientes rangos: $609\text{-}9508 \mu\text{g g}^{-1}$ para el Cl y $6\text{-}284 \mu\text{g g}^{-1}$ para el Br.

Los elementos mayores y menores (Figura 98) no muestran patrones de variación vertical semejantes. El Ti mostró una correlación negativa alta con el LOI y el Br ($r^2 = -0.76$, -0.77 respectivamente), y el Ca una correlación positiva alta con el LOI, el N y el C ($r^2 = 0.8$, 0.76 , 0.84 respectivamente). El Rb presenta correlaciones positivas altas con el K ($r^2 = 0.74$) y el Sr ($r^2 = 0.7$); los tres elementos muestran un incremento progresivo desde el techo del depósito hasta el nivel II, donde el Sr y el Rb aumentan paulatinamente hasta la base la secuencia; el K se mantienen estable en el nivel II y aumenta marcadamente en el nivel I. La distribución vertical de estos elementos podría relacionarse con el contenido en micas y feldespatos en los ciclos superiores, quizá como consecuencia de una llegada de material menos alterado, mientras el incremento de estos elementos hacia la base del nivel I (4Bt₂) podría relacionarse con el incremento de la fracción de arena gruesa.

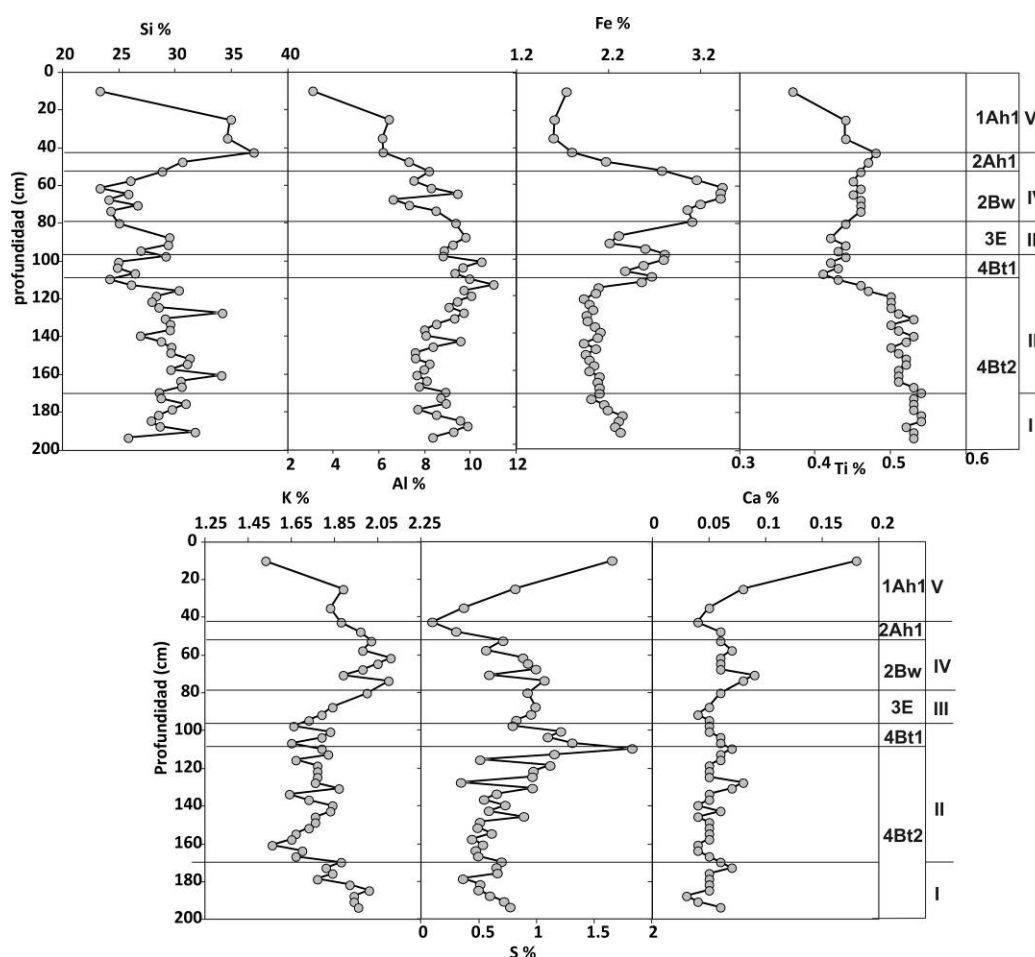


Figura 98. Variaciones verticales de las concentraciones de los elementos mayores y menores (en %) en GAdep-I-VII. Punta Gallín.

Los elementos traza metálicos y el As tampoco muestran comportamientos semejantes en la secuencia. El As muestra una correlación positiva alta con el Br ($r^2 = 0.75$). Entre los elementos traza litogénicos, el Zr, el Y y el Nb, aunque con importantes variaciones en la secuencia, muestran una tendencia a aumentar en profundidad, y los tres presentan

una correlación negativa significativa con el LOI ($r^2 = -0.67$, -0.65 y -0.47 respectivamente), el C ($r^2 = -0.63$, -0.59 y -0.43 respectivamente) y el N ($r^2 = -0.62$, -0.62 y -0.49 respectivamente). El Br y el Cl no están correlacionados ni muestran un patrón de variación vertical semejante. El Br se muestra intensamente relacionado con la materia orgánica y con correlaciones positivas significativas con coeficientes de determinación superiores a 0.7 con el LOI, el Fe, el As el Rb el C y el N y correlaciones negativas por encima de 0.65 con el Y el Zr y Ti, elementos asociados a la fracción mineral del suelo.

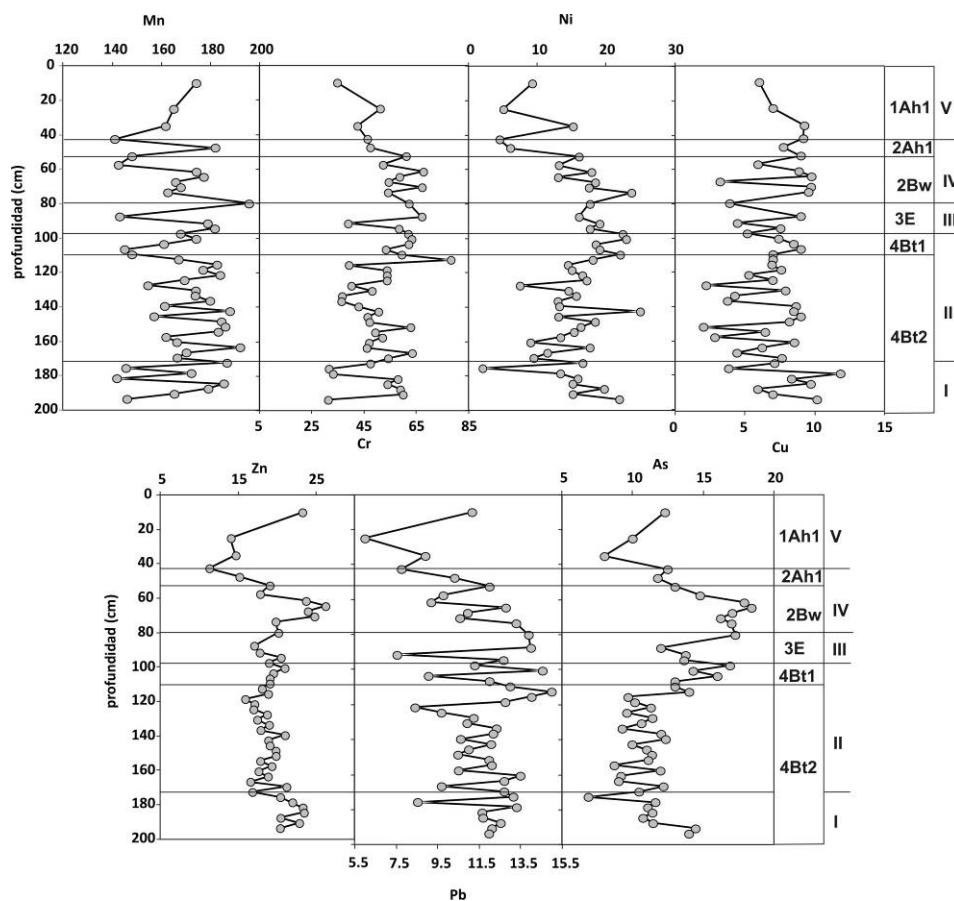


Figura 99. Variaciones verticales de las concentraciones de los elementos traza metálicos y el As (en $\mu\text{g g}^{-1}$) en GAdep-I-VII. Punta Gallín.

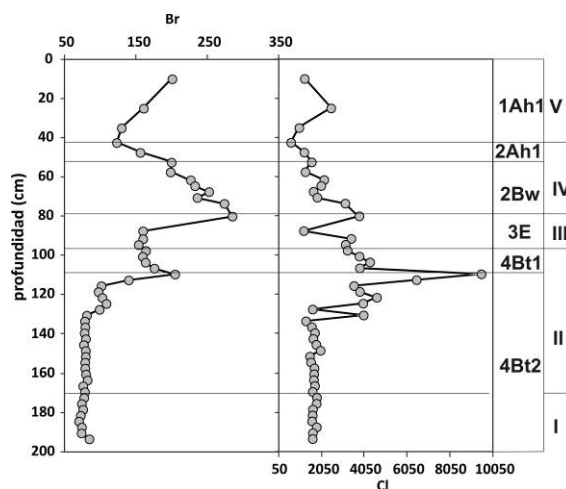


Figura 100. Variaciones verticales de las concentraciones de los elementos marinos Br y Cl (en $\mu\text{g g}^{-1}$) en GAdep-I-VII. Punta Gallín.

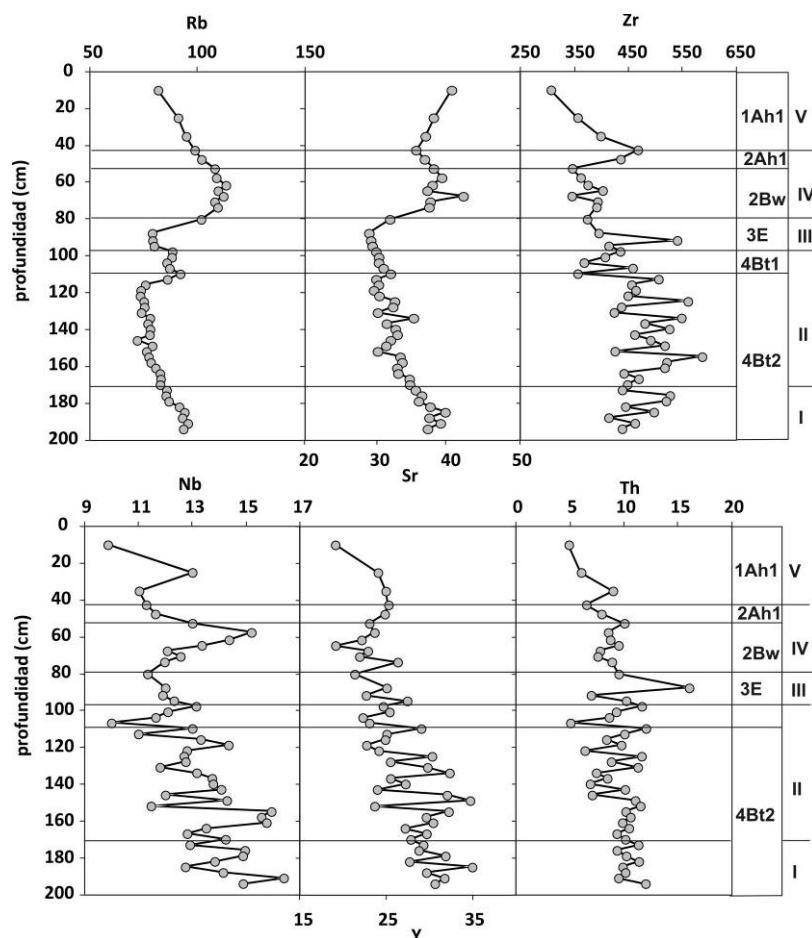


Figura 101. Variaciones verticales de las concentraciones de los elementos traza litogénicos (en $\mu\text{g g}^{-1}$) en GAdep-I-VII. Punta Gallín.

3.6.2.3. Interpretación de la secuencia GAdep-I-VII

Los datos granulométricos y geoquímicos obtenidos para las 49 muestras de la secuencia GAdep-I-VII han permitido identificar 5 unidades estratigráficas en las que se han desarrollado 4 ciclos edáficos. El nivel I se ha distinguido como consecuencia de un aumento del tamaño medio de la arena y un mayor porcentaje de grava que el nivel inmediatamente superior (II), el tamaño de la arena en este nivel aumenta hacia el techo del mismo (*coarsening upward*). El nivel II corresponde al horizonte 4Bt, en este caso la letra *t* hace referencia a la presencia de cutanes, como consecuencia de la acumulación de arcilla debido a un proceso de iluviación. El subhorizonte superior (4Bt₁) muestra un enriquecimiento en Fe y Al secundarios con respecto al inferior (4Bt₂), además de una estructura laminar. El techo del subhorizonte 4Bt₁ lo constituye una sucesión de grietas cementadas por oxihidroxidos de Fe en las que penetra el sedimento del nivel superior. El estudio de láminas delgadas del ciclo 4Bt₁ ha mostrado la presencia de recubrimientos de arcilla iluvial en los poros, lo que sugiere la existencia de alternancia de oscilaciones de agua en superficie durante la edafización. La presencia de raíces de tamaño medio que han quedado fosilizadas en las grietas y en la superficie, permite interpretar que se trataba de un nivel que llegó a ser colonizado por vegetación, y que quedó enterrado por la deposición del nivel superior. La presencia de algunos ejemplares dispersos de malacofauna marina propia del intermareal y

sublitoral rocoso (Tabla 40) en este nivel, entre los 123 y los 183 cm de profundidad, sugieren una influencia marina en su deposición. Las dataciones obtenidas en la muestra más antigua (techo del nivel I) y en la más reciente con restos de conchas marinas (techo del nivel II, a unos 10 cm bajo las grietas) indican que las conchas habrían sido depositadas entre el 19.020-18.870 cal BP y el 5580-5530 cal BP. La fecha más antigua, obtenida a una profundidad de 180 cm, corresponde al último máximo glacial, momento en el que el nivel del mar estaría muy alejado de la posición actual de la secuencia sedimentaria, lo que impide la deposición de conchas de origen marino. Por ello la concha de *Littorina neritoides* encontrada en la muestra 45, a una profundidad de 183 cm, se considera que corresponde a una contaminación durante el muestreo, ya que entre 155 y 180 cm no se ha encontrado ningún otro ejemplar. La elevada proporción de limo y arenas mates redondeadas y la pobre clasificación de la arena permiten interpretar el nivel I como un depósito generado en condiciones de baja energía, que experimentó influencia marina aunque en una posición alejada de la influencia de la acción directa del oleaje y desconectado de la influencia mareal. Puede tratarse de depósitos de desbordamiento de tipo *overwash*, que afectarían a material eólico situado en una posición más cercana al mar.

Tabla 40. Ejemplares de malacofauna marina identificados en el nivel I del depósito GAdep-I-VII.

Muestra	Profundidad(cm)	Especie
GAdep-I-VII-1	0-20	<i>Pattella intermedia</i> (Murray, 1857)
		<i>Gibbula Oblicuata</i> (Ganlin, 1791)
		<i>Nassarius</i> sp
		<i>Mytilus galloprovincialis</i> (Lamarck, 1819)
		Fragmento de concha de gasterópodo propio de dunas litorales (Rolan y Otero-Schmitt, 1996) o de zonas arenosas del litoral (posiblemente <i>Helicella</i> sp.)
GAdep-I-VII-26	123-126	<i>Nassarius pygmaeus</i> (Lamarck, 1822)
GAdep-I-VII-27	126-129	Restos irreconocibles de gasterópodo
GAdep-I-VII-28	129-132	<i>Littorina saxatilis</i> (Olivi, 1792)
GAdep-I-VII-30	135-138	Restos de concha de un gasterópodo y posiblemente de <i>Nassarius</i> y otros fragmentos irreconocibles
GAdep-I-VII-31	138-141	Restos irreconocibles de gasterópodo con concha nacarada interior
GAdep-I-VII-36	153-156	Restos tubo poliqueto serpulido
GAdep-I-VII-45	180-183	<i>Littorina neritoides</i> y fragmento irreconocible de una especie de otro gasterópodo de mayor tamaño.

Las características granulométricas del nivel III son marcadamente diferentes a las del nivel II infrayacente, así, presenta abundantes gravas finas y medias de cuarcita y filita orientadas que indican un flujo de agua laminar como agente de la deposición. El material del nivel III aparece rellenando las marcas de grietas que marcan el techo del nivel II, lo que sugiere que este material no erosionó al nivel inferior, sino que lo fosilizó. Lo que no ha podido definirse con certeza es si el desarrollo del ciclo 4 (4Bt₁ y 4Bt₂) tuvo lugar tras la deposición del nivel III, y por lo tanto como resultado de la iluviación de Fe, Al y materia orgánica del horizonte 3E en los últimos 5500 años o bien se trata de un suelo decapitado más antiguo, lo cual parece más probable. Otra opción es que el material de partida del ciclo 4 (4Bt₁ y 4Bt₂) estuviera intensamente alterado antes de su deposición, lo que explicaría la ausencia de variaciones marcadas en la geoquímica y las formas secundarias de Al y Fe en los niveles sedimentarios I y II. La textura arenoso-franca del sedimento y la gran porosidad unida a la baja permeabilidad del nivel II propició el desarrollo de procesos de hidromorfía. Como consecuencia de la pérdida de los materiales lixiviados, en el nivel III se formó el

horizonte 3E, que presenta abundantes moteados formados presumiblemente por procesos de oxidación-reducción en un medio hidromorfo. Este horizonte es truncado por el nivel III como indica la línea de gravas situada entre 75-80 cm. En el nivel IV el desarrollo de estructura edáfica y las máximas concentraciones de Al y Fe secundarios han permitido identificar un ciclo basal 2Bw y otro superficial 1Ah. La deposición del nivel III tuvo lugar con posterioridad al 5580-5530 cal. BP, mientras que la base del nivel IV ha sido datada en 4015–3690 cal. BP, de modo que los niveles III a IV han sido depositados en el período Neoglacial, durante el que se ha identificado un empeoramiento climático de distribución global (Magny et al., 2006), y para el que el estudio de proxies geoquímicos en turberas en el NW de la Península Ibérica (Mártinez-Cortizas et al., 1999a) sugieren un descenso de las temperaturas de entre 2 y 2.5 °C por debajo de las actuales. El origen del material parece responder a la acumulación de material coluvial, posiblemente transportado en medio acuoso, con algunos aportes eólicos, como indica la presencia de arenas redondeadas mates.

Los 10 cm superiores del nivel IV muestran una transición hacia el nivel superficial III como se aprecia en el incremento paulatino de grava y arena muy gruesa hacia el techo de la secuencia. El subhorizonte 1Ah₂ se ha definido en base a un enriquecimiento en materia orgánica en el techo del nivel IV. El nivel V corresponde a la deposición de cantos y gravas por el oleaje durante eventos de tormenta durante los últimos 1600 años. La base de este nivel de material grueso ha sido datada en 1740-1590 cal. BP. Las características geoquímicas y sedimentológicas de este nivel se tratan en el capítulo 4 de esta memoria, con respecto a la evolución reciente y dinámica actual del sector de estudio.

La sucesión de ciclos edáficos identificados en los niveles I, II, III y IV de Gadep-I-VII pueden relacionarse con las características de un planosol, un tipo suelo que se desarrolla en sedimentos no consolidados. Este tipo de suelo se caracteriza por un horizonte superficial de textura gruesa y colores claros que muestra signos de condiciones periódicas de saturación de agua que muestra un límite abrupto con un horizonte denso, de baja permeabilidad con un contenido en arcilla más alto que el del horizonte superior. Son suelos desarrollados en zonas planas estacionalmente saturadas en agua y preferentemente sobre depósitos de tipo coluvial o aluvial. En el caso estudiado, las diferencias texturales entre los niveles sedimentarios superiores (IV y III) y los basales (II y I) habrían facilitado la formación de este tipo de suelo; el mayor contenido en limo y arcilla, y la textura laminar del techo del nivel I limitarían el drenaje de los niveles superiores, de textura más gruesa, implicando la presencia de una capa colgada de agua (pseudogley) que causaría condiciones reductoras temporales en la base del horizonte 3E. La acumulación de formas secundarias de Fe en el subhorizonte 4Bt₁, podría estar relacionado con las condiciones alternantes de hidromorfía. El estudio micromorfológico de recubrimientos de arcilla en los poros y microagregados del horizonte 4Bt mostró signos claros de iluviación de arcilla.

3.6.3. El depósito bajo la playa de bloques: GAdep-I-XI

La playa de cantos y bloques actual situada al fondo de la ensenada Gallín-I cubre un depósito arenoso-limoso muy cohesivo (Figura 104). El depósito ha sido muestreado utilizando una barrena Edelman, a una distancia aproximada de 1 metro con respecto a la base de la secuencia GAdep-I-VII. Su techo se sitúa 1.35 m por encima del nivel de marea alta actual. Se han obtenido 24 muestras tomadas cada 5 cm. Esta secuencia sedimentaria se ha muestreado hasta el contacto con la plataforma rocosa lo que supone una profundidad del sedimento de 120 cm.

Tabla 41. Descriptiva edafo-sedimentaria de los niveles identificados en la secuencia GAdep-I-XI

Nivel	Ciclo-Horizonte	Prof. (cm)	Descripción.
III	1Bw	0-27.5	Material fino (arenas, arcillas y limos) de color marrón amarillento oscuro (2.5 YR 6/4 en seco, 10 YR 5/4 en húmedo). Las arenas son muy finas a finas, pobremente clasificadas y muestran marcas de erosión eólica. Estructura moderada granular en bloques subangulares finos a medios. Duro a ligeramente duro en seco, friable en seco; ligeramente adherente y ligeramente plástico. Hacia la base del nivel aparecen manchas de color (10 YR 6/5 en húmedo) de forma laminar. Límite claro.
II	2ABg	27.5-67	Material fino (arenas, arcillas y limos) de color marrón oscuro (2.5 Y 6/4 en seco, 2.5 YR 5/4 en húmedo). Estructura moderada, granular en bloques subangulares medios. Aparecen algunas gravas finas y medias de cuarcita, filita y pizarra con rasgos de alteración. Duro en seco, friable en húmedo; ligeramente adherente y ligeramente plástico. Aparecen manchas de color frecuentes con límites bien definidos (color 10 YR 5/8) y a menudo rellenado poros de raíces y delimitando agregados. Microcarbones (< 2 mm) dispersos. Límite gradual.
I	2Bg	67-120	Material fino (arenas, arcillas y limos) de color marrón grisáceo (2.5 YR 4/2 en húmedo, 2.5 Y 5/2 en seco). Estructura moderada granular en bloques subangulares medios. Duro en seco, friable en húmedo; ligeramente adherente y ligeramente plástico. y a menudo rellenado poros de raíces y delimitando agregados. Microcarbones (< 2 mm) dispersos. En la base aparecen algunas gravas finas y medias de cuarcita, filita y pizarra, con rasgos de alteración.



Figura 102. Sedimento bajo la playa de cantos actual en la ensenada Gallín-I.

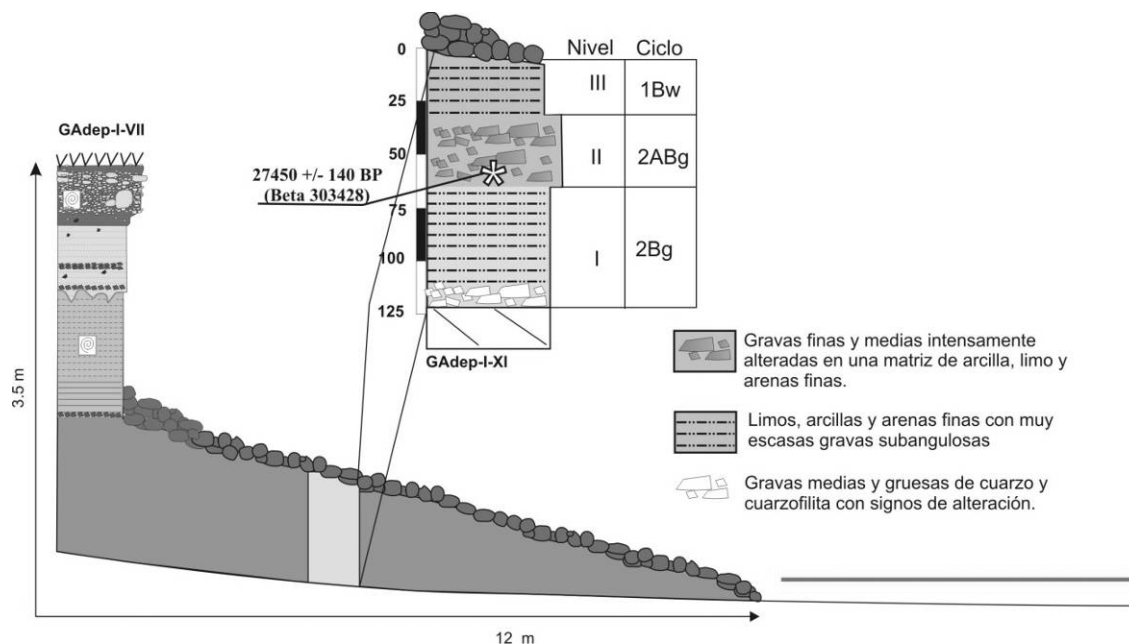


Figura 103. Niveles sedimentarios y ciclos edáficos de la secuencia GAdep-I-XI

3.6.3.1. Características texturales del sedimento.

En la secuencia muestreada pueden distinguirse tres unidades sedimentarias de acuerdo a su granulometría (Figuras 103 y 104). El nivel I, en el que predomina el material fino, el nivel II, en que la fracción mayor de 2 mm alcanza el 22 % de la muestra total, y el nivel III, en el que de nuevo predominan limos y arenas. En los 5 cm basales, en el contacto con la plataforma predominan de nuevo las gravas sobre la matriz. En la fracción fina, el contenido de arena oscila entre el 36 y el 16 % y el limo y la arcilla varían entre un 83 y un 50 %. La grava presenta dos picos marcados, el primero en el nivel II, donde alcanza un máximo del 22 % del peso total de muestra, y el segundo en la base del nivel III, donde esta fracción alcanza un 16 % del peso total de la muestra. En el resto de la secuencia la fracción mayor de 2 mm no supone más de 0.5 %, salvo en un pico de pequeña entidad en el nivel 3 (a 92.5 cm de profundidad) en el que la grava supone el 2.7 %. La componente grava predominante en ambos casos es la clase 2 mm-1 cm y 2-3 cm, pero se aprecia un cambio en la composición entre el pico del nivel II y el pico de la base de la secuencia; en el primer caso se trata de gravas de cuarcita y filita intensamente alteradas con colores rojizos y con morfología angulosa-subangulosa, mientras que en las muestras basales las gravas aparecen también alteradas pero mostrando colores grisáceos y amarillentos típicos de condiciones reductoras y los materiales predominantes son las filitas y los fragmentos de cuarzo subredondeados.

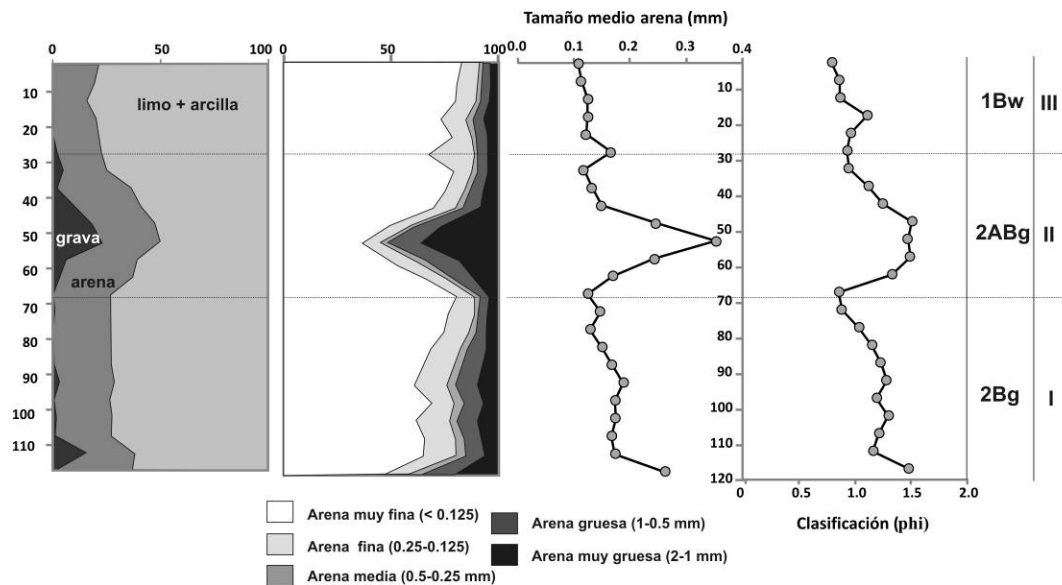


Figura 104. Distribución vertical de las clases y parámetros granulométricos en GAdép-I-XI. El tamaño medio de las arenas se expresa en milímetros y la clasificación en unidades phi.

Las arenas son el segundo componente mayoritario del depósito tras el limo y la arcilla, que conjuntamente suponen más del 50 % del peso total de la fracción fina en todos los niveles. La fracción de arena muy fina es la predominante en la secuencia, y alcanza valores superiores al 50 % de la fracción arena total en todas las muestras salvo en aquellas coincidentes con los picos de grava anteriormente mencionados, donde presentan sus valores mínimos (37 % en pico de grava del nivel II y 47 % en el pico de grava de la base del nivel III). En el nivel I la arena muy fina representa un porcentaje medio del 79.71 %, en el nivel II del 59.62 % y del 70.95 en el nivel III. La arena fina y media presentan distribuciones verticales semejantes a la arena muy fina, mientras que las fracciones de arena gruesa y muy gruesa presentan una distribución vertical semejante a la grava, con el mayor contenido en el nivel II y la base del nivel III. El tamaño medio de la arena (Figura 106) es de arena muy fina en el caso del nivel I, arena fina a media en el ciclo II y arena fina en el nivel III. Las arenas están pobremente clasificadas en todo el nivel II y III y moderadamente clasificadas en el nivel I y en las dos muestras superficiales del nivel I (entre 67 y 73 cm). Todas las muestras tienen curvas granulométricas unimodales salvo las que corresponden con los 10 cm inferiores del nivel II (42.5-67 cm), y la muestra correspondiente a la base de la secuencia, que son bimodales.

En la fracción 1 mm dominan los fragmentos de roca (filitas y cuarcitas intensamente alteradas) subangulosos a subredondeados sobre los cuarzos. En las fracciones inferiores el cuarzo se hace dominante (superior al 59 % en la fracción de 0.5 mm) hasta ser el componente mayoritario (superior al 75 %) en las fracciones inferiores. En las fracciones 0.2 y 0.1 se observó un incremento en la proporción de micas con respecto a los tamaños superiores; el incremento en micas es especialmente notable en el caso del nivel I. Los análisis morfológicos de las arenas no revelaron diferencias significativas entre los diferentes niveles de la secuencia, si bien se observó una proporción ligeramente superior de granos subangulosos en todas las fracciones analizadas de los niveles I y II con respecto al nivel III. Tanto en la fracción de 1 mm, como en las de 0.5 y 0.2 mm predominan los granos

subredondeados, con una proporción de granos mates ligeramente superior a la mitad de la muestra en el caso de las fracciones 1 mm y 0.5 mm y en torno al 34-25 % en la fracción 0.2 mm del nivel III, y por debajo del 40 % en los niveles I y II. El componente de granos subangulosos y angulosos brillantes se incrementa desde un valor mínimo del 9 % en la fracción 0.5 del nivel III a un 28 % en la fracción 0.2 mm del nivel I.

3.6.3.2. Propiedades físico-químicas del sedimento

El depósito bajo la playa de bloques actual (GAdep-I-XI) es de reacción alcalina. El pH en agua para los diferentes horizontes varía entre un mínimo de 7.4 y máximo de 8, siendo el valor medio 7.6. El pH en KCl varía entre 7.1-6.8, con un valor medio de 6.6 (Figura 105). Tanto el pH en KCl como en agua presentan variaciones en profundidad en la secuencia. En los 62.5 cm superiores (nivel III y nivel II) los valores de pH en agua y en KCl se mantienen constantes, con ligeras variaciones, en torno a 7.6 y a 6.9 respectivamente. A partir de 62.5 cm el pH en agua aumenta en profundidad, alcanzando un valor máximo de 8 a una profundidad de 82.5 cm desde donde muestra un ligero descenso hasta la base de la secuencia sedimentaria donde alcanza el valor mínimo de 7.4. Los valores de pH en KCl también tienden a descender en profundidad aunque con una mayor variabilidad.

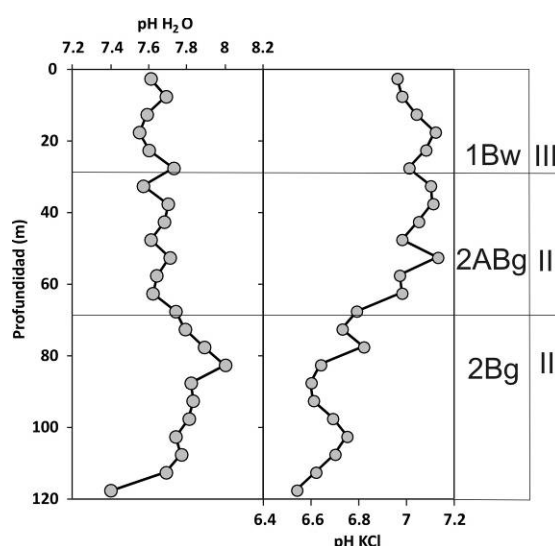


Figura 105. Variación vertical del pH en agua y en KCl en GAdep-I-XI

El contenido en materia orgánica (% LOI) es bajo en toda la secuencia, con valores comprendidos entre 4.3 y 1.75 % (Figura 106). En las muestras del nivel superficial (III) los valores se mantienen constantes en torno a 3.5 %, y aumentan ligeramente en el nivel II, en el que se dan los porcentajes más altos de LOI, C y N de la secuencia. A partir de 62.5 cm, en el nivel I, el % de LOI desciende progresivamente hasta valores mínimos del 1.6 %. Los valores de nitrógeno son muy bajos, entre 1.49-0.376 g kg⁻¹ en la muestra superficial y 0.376 g kg⁻¹ en la base de la secuencia. El contenido en carbono oscila entre 7.001 μm g⁻¹ y 2.26 g kg⁻¹. El carbono y el nitrógeno presentan una correlación positiva moderada ($r^2=0.56$) y muestran una patrón de variación vertical muy similar en la secuencia. Los valores de C se mantienen estables en torno a 4.5 g kg⁻¹ en el nivel I. En el nivel II los valores de C aumentan ligeramente con respecto al nivel I, y en él se alcanzan los valores máximos de la secuencia

(7.001 g kg⁻¹). A partir de 62.5 cm, coincidiendo con el techo del nivel I el carbono desciende de nuevo hasta valores mínimos de 2.26 g kg⁻¹. El nitrógeno muestra una tendencia semejante al carbono pero menos definida; se observa también un descenso en la concentración de N en el nivel I basal pero el incremento en el ciclo II es menos evidente que en el caso de carbono. Tanto el C como el N muestran una correlación moderadamente alta ($r^2 = 0.70$ y 0.74 respectivamente) con el LOI. La relación C/N presenta escasas variaciones, y con un valor medio de 5.9, lo que indicaría un grado elevado de evolución-humificación de la materia orgánica.

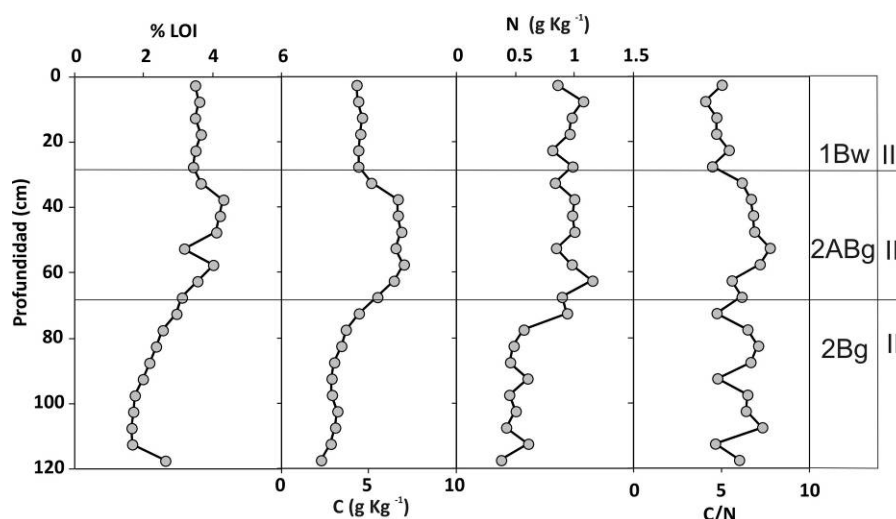


Figura 106. Distribución vertical del % de LOI, C, N y de la relación C/N en GAdep-I-XI.

El Alo y Feo extraíbles en oxalato amónico (Figura 107) presentan concentraciones bajas, oscilando entre 0.20-0.7 % en el caso de Alo y entre 0.02-0.9 % para el Feo. Las relaciones Feo/Fet y Alo/Alt presentan una correlación moderada entre ellas ($r^2=0.66$). No existe una correlación significativa entre Alo y Alt, pero si entre Fet y Feo con una correlación positiva significativa alta ($r^2 = 0.95$). La relación Feo/Fet es superior a la Alo/Alt, debido a que el Fe aparece en minerales más fácilmente alterables. Las razones Alo/Alt y Feo/Fet muestran un patrón de variación vertical semejante, con incremento progresivo desde la base del nivel III hasta los 60 cm de profundidad aproximadamente en ambos casos. Desde ese punto se observa un descenso en los valores de las razones hasta los 72 cm de profundidad en el caso de Feo/Fet y hasta los 80 cm en Alo/Alt. Desde dichas profundidades se observa un descenso marcado y sostenido en ambas relaciones hasta la base de la secuencia. Esta distribución vertical subraya la relación entre el contenido en materia orgánica y el Al y Fe secundarios, ya que es en el nivel II, donde se registran los valores máximos de LOI, C y N en los que las ratios alcanzan también los valores más altos. Ambas relaciones muestran correlaciones positivas altas con el LOI y el C, que en el caso del Alo/Alt son de $r^2=0.68$ y $r^2=0.89$ respectivamente, y de $r^2=0.86$ y $r^2=0.72$ para el Feo/Fet respectivamente. Alo y Feo también están positivamente correlacionados con el C y el N ($r^2 = 0.78$ y 0.85 respectivamente en el caso del Feo y 0.85 y 0.68 en el caso del Alo). El Alo y el Feo muestran sus valores más altos en el nivel II, pero el Alo mantiene esos valores más altos también en el nivel III, mientras la distribución vertical del Feo marca muy bien el límite entre los niveles II y I, reduciéndose marcadamente en la transición entre ambos niveles (del 0.8 % en 60 cm al 0.2 % en 72 cm). En el nivel I el Feo desciende en profundidad hasta

valores cercanos a cero; los valores más bajos de Alo (0.2 %) también se registran en el nivel I, pero el descenso con respecto a los valores medios de la secuencia no es tan marcado como en el caso del Feo.

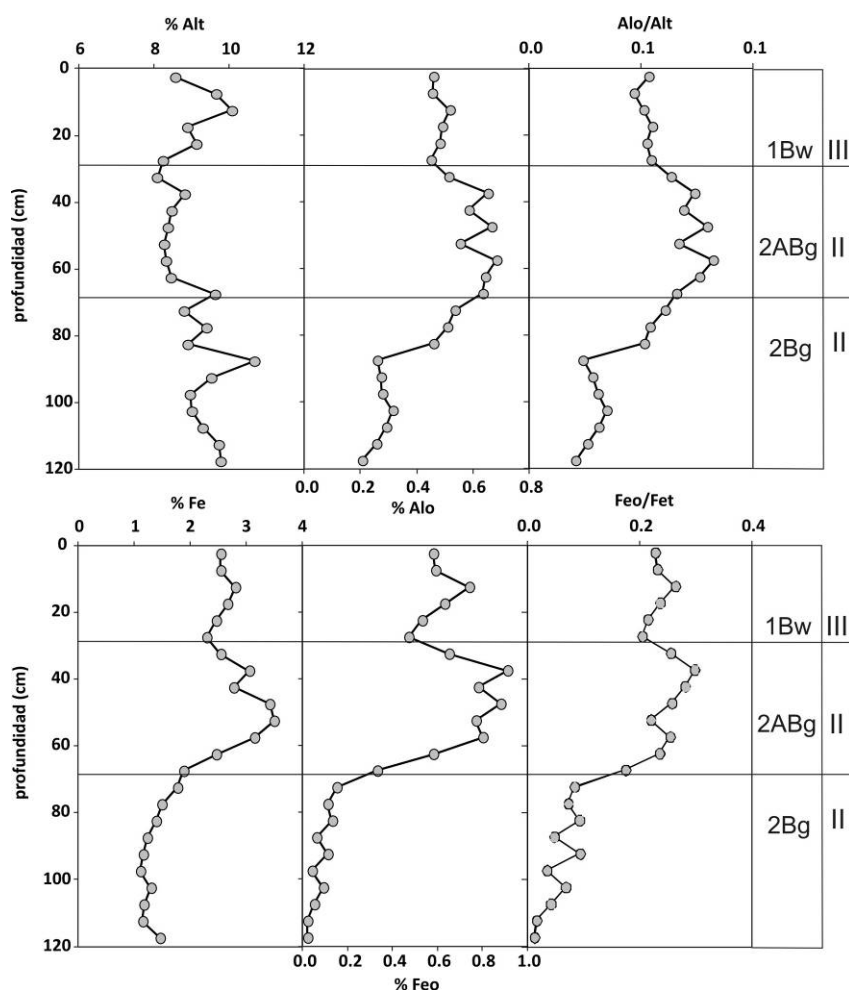


Figura 107. Distribuciones verticales del Alo y Feo en Gadep-I-XI.

El marcado descenso de las formas secundarias de Fe en el nivel I, se ha relacionado con un lavado del Fe libre en condiciones reductoras que contribuirían a la reducción del hierro que pasa a Fe^{2+} que se solubiliza separándose de las arcillas haciéndose más móvil. Las características físicas de este nivel también apoyan esta hipótesis; el nivel II presenta colores grisáceos-blancuecinos (2.5 Y) y algunas machas de color anaranjado (10YR 5/6) de pequeño tamaño, preferentemente a lo largo de poros de antiguas raíces. Como el nivel I se asienta directamente sobre la plataforma rocosa, durante los periodos en los que el nivel II permaneció seco no se produjo una removilización y precipitación del Fe^{2+} en niveles inferiores. Durante el muestreo de este testigo se ha percibido que el nivel basal I estaba saturado en agua dulce, lo que podría explicar que el Fe^{2+} se haya lavado por percolación de agua desde el fondo de la ensenada Gallín-I.

Las medias de los elementos mayores y menores (Figura 108): Si, Al, Fe, Ti, Ca, K y S son respectivamente: $29.5 \pm 0.9\%$; $9.0 \pm 0.1\%$; $2.14 \pm 0.16\%$; $0.52 \pm 0.01\%$; $0.10 \pm 0.01\%$; $1.98 \pm 0.04\%$; $0.85 \pm 0.06\%$. Las concentraciones de cada uno de ellos se encuentran en los siguientes rangos: 25.0-37.7 % para el Si; 8.1-10.7 % para el Al; 1.6-3.44 % para el Fe; 0.40-

0.50 % para el Ti; 0.04-0.16 % para el Ca; 1.50-2.15 % para el K y 0.45-1.27 para el S. Las medias de los elementos traza litogénicos Rb, Sr, Y, Zr, Nb y Th son respectivamente: $87 \pm 3 \mu\text{g g}^{-1}$; $45 \pm 2 \mu\text{g g}^{-1}$; $30.0 \pm 0.8 \mu\text{g g}^{-1}$; $450 \pm 13 \mu\text{g g}^{-1}$; $14.5 \pm 0.4 \mu\text{g g}^{-1}$; $9.5 \pm 0.5 \mu\text{g g}^{-1}$. El rango de concentraciones para cada uno de ellos es el siguiente: $61\text{-}104 \mu\text{g g}^{-1}$ para el Rb; $31\text{-}56 \mu\text{g g}^{-1}$ para el Sr; $22.1\text{-}39.8 \mu\text{g g}^{-1}$ para el Y; $332\text{-}599 \mu\text{g g}^{-1}$ para el Zr; $11.2\text{-}18.0 \mu\text{g g}^{-1}$ para el Nb; $5.6\text{-}14.8 \mu\text{g g}^{-1}$ para el Th. Las medidas de los elementos traza metálicos Mn, Cr, Ni, Cu, Zn y Pb, junto con la del As, son respectivamente $170 \pm 2 \mu\text{g g}^{-1}$; $52 \pm 3 \mu\text{g g}^{-1}$; $13 \pm 1 \mu\text{g g}^{-1}$; $7.1 \pm 0.5 \mu\text{g g}^{-1}$; $20.1 \pm 1.0 \mu\text{g g}^{-1}$; $14.4 \pm 0.9 \mu\text{g g}^{-1}$; $9.6 \pm 1.0 \mu\text{g g}^{-1}$. Cada uno de ellos está dentro de los siguientes rangos (máximo-mínimo): $130\text{-}306 \mu\text{g g}^{-1}$ para el Mn; $23\text{-}80 \mu\text{g g}^{-1}$ para el Cr; $5.7\text{-}23.6 \mu\text{g g}^{-1}$ para el Ni; $1.9\text{-}12.5$ para el Cu $\mu\text{g g}^{-1}$; $10.3\text{-}26.4 \mu\text{g g}^{-1}$ para el Zn; $7.5\text{-}22.6 \mu\text{g g}^{-1}$ para el Pb; $2.4\text{-}16.8 \mu\text{g g}^{-1}$ para el As. Las medidas de los halogenuros Cl y Br son respectivamente: $2312 \pm 126 \mu\text{g g}^{-1}$; $42 \pm 4 \mu\text{g g}^{-1}$; cada uno de ellos está dentro de los siguientes rangos: $1321\text{-}3264 \mu\text{g g}^{-1}$ para el Cl y $15\text{-}84 \mu\text{g g}^{-1}$ para el Br.

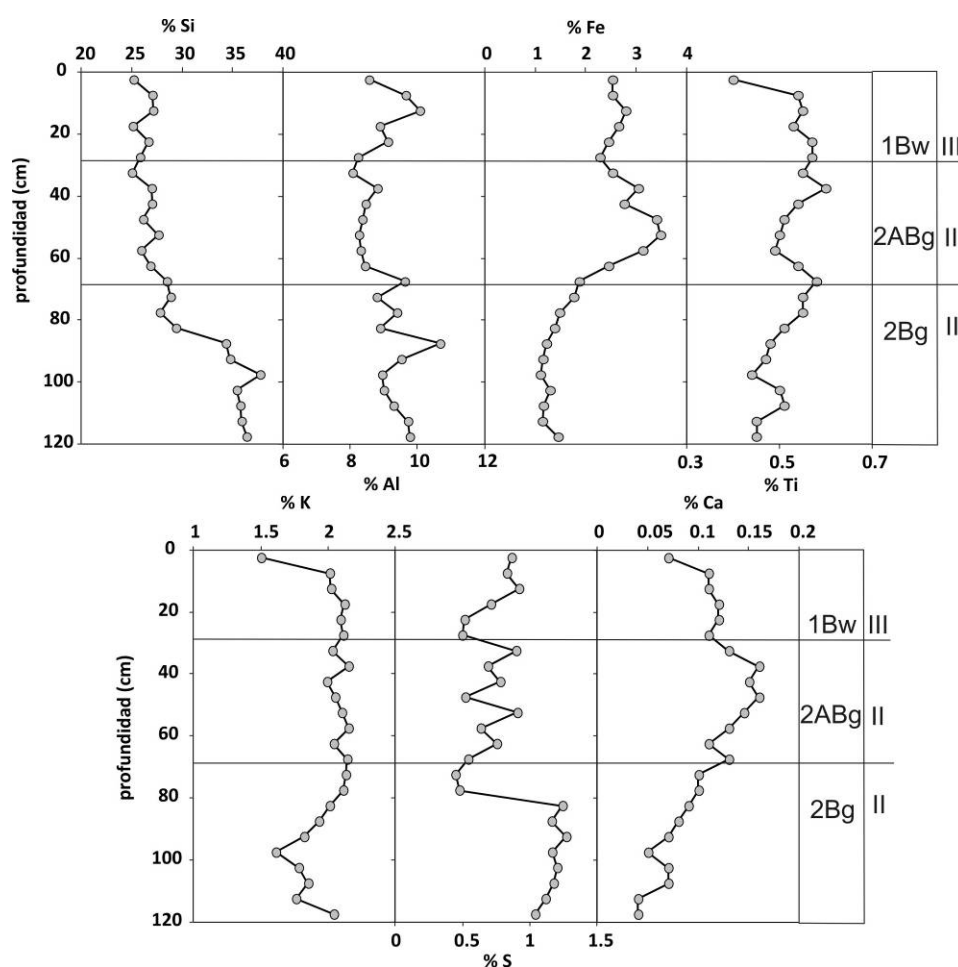


Figura 108. Variaciones verticales de las concentraciones de los elementos mayores y menores (en %) en GAdép-I-XI.

Los elementos medidos no presentan a simple vista patrones de variación vertical semejantes, sino que se caracterizan por una gran variabilidad en los mismos, sobre todo en el caso de los elementos traza metálicos. Calcio y Sr son los elementos que muestran una correlación más clara ($r^2 = 0.93$) y vale la pena destacar también que Ca, Fe, Rb, Br, Cl, Sr, Pb y As muestran un descenso relativo en sus concentraciones en el nivel I con respecto a los

niveles II y III, y por lo tanto un comportamiento inverso al Si, que muestra un ligero incremento en el nivel basal I. LOI, C y N presentan correlaciones significativas ($p < 0.01$) altas positivas ($r^2 = 0.70-0.94$) con los siguientes elementos: H, Mn, Fe, As, Br, Pb, Cl, Ca, y Cr, así como con Alp y Alo y una correlación alta negativa con el Si ($R^2 = -0.88$, para el LOI, -0.83 para el N y -0.73 para el C). LOI y N también muestran una correlación alta positiva con el Zn ($R^2 = 0.83$ y 0.78 respectivamente), y el C algo más baja ($r^2 = 0.65$).

El mayor contenido en Cl, Ca y Sr en los niveles superficiales II y III y su descenso progresivo en el nivel I hasta la base de la secuencia se ha relacionado con la entrada de agua marina por percolación, ya que este depósito es alcanzado por el mar durante las mareas altas vivas. Un cambio textural entre el nivel II, más grueso y poroso, y el III, limo-arenoso, determina que la percolación de agua marina sea más intensa a través de los niveles superficiales. La relación entre el Br y el Fe se explica porque la mayor parte del Fe en el nivel II está formando parte de complejos organometálicos y a su vez, el Br está relacionado con la materia orgánica ya que interviene en procesos de halogenación durante el proceso de descomposición (Myneni, 2002; Keppler et al., 2002).

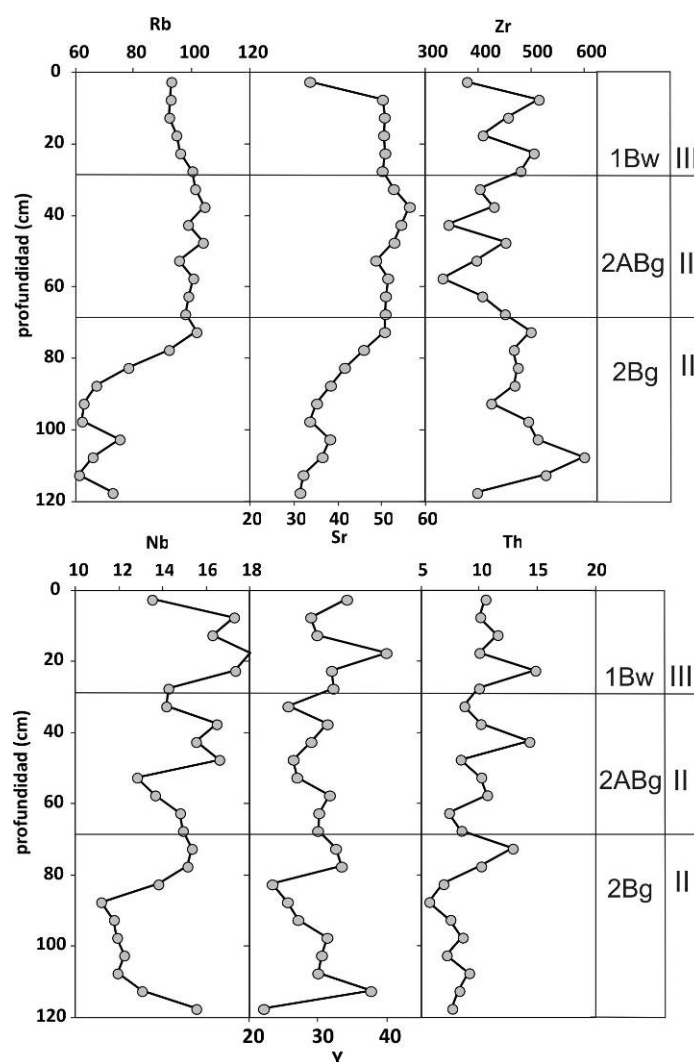


Figura 109. Variaciones verticales de las concentraciones de los elementos traza litogénicos (en $\mu\text{g g}^{-1}$) en GA-dep-I-XI.

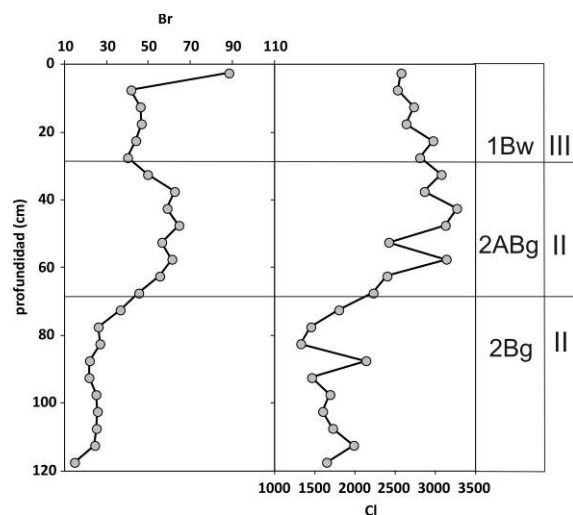


Figura 110. Variaciones verticales de las concentraciones de los elementos de origen marino (halógenos) (en $\mu\text{g g}^{-1}$) en GAdép-I-XI.

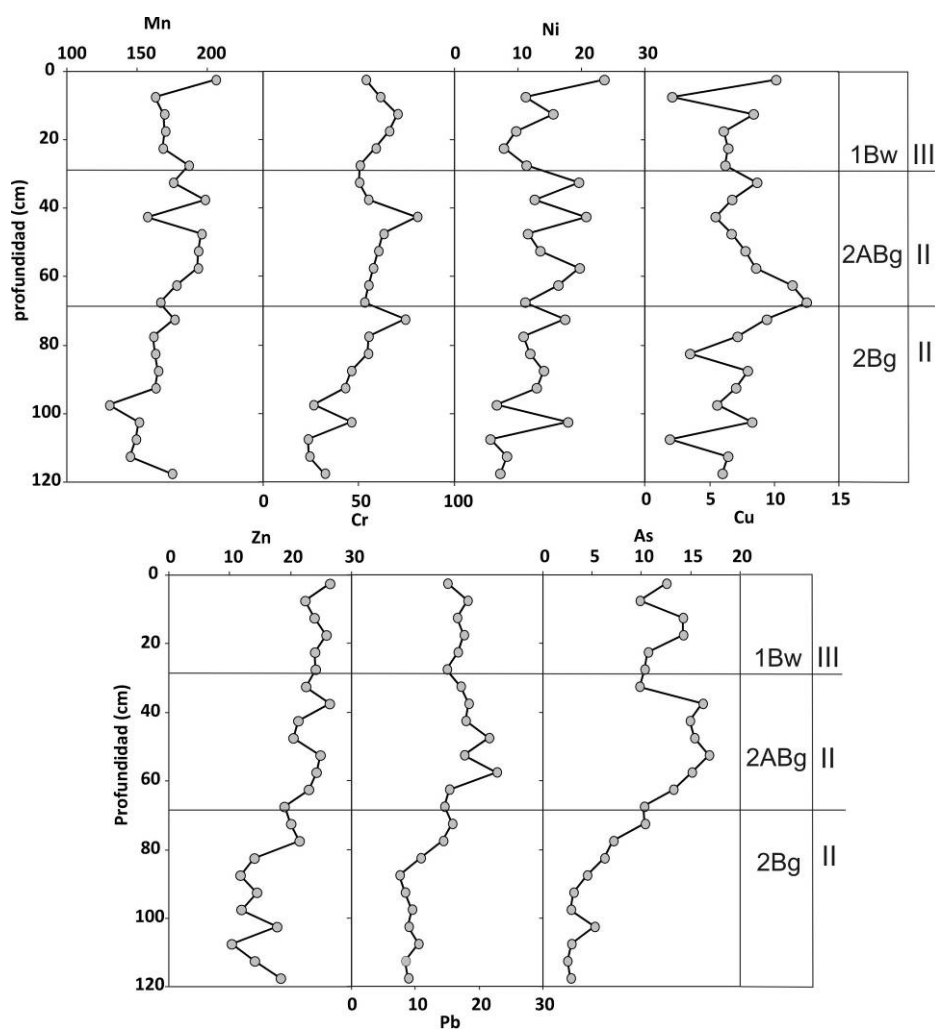


Figura 111. Variaciones verticales de las concentraciones de los elementos traza metálicos y el As (en $\mu\text{g g}^{-1}$) en GAdép-I-XI.

3.6.3.3. Interpretación paleoambiental de la secuencia sedimentaria GAdep-I-XI.

El estudio de los sedimentos del testigo GAdep-I-XI ha permitido distinguir tres niveles sedimentarios que coinciden con 3 ciclos edáficos. Las propiedades físico-químicas del nivel basal (I), permiten caracterizarlo como un sedimento depositado principalmente por decantación en condiciones de muy baja energía, tales como una laguna somera, sobre el que se desarrollaron condiciones gleicas en un ambiente hidromorfo, por lo que se ha clasificado como un horizonte Bg, en el que la g hace referencias a condiciones estagnicas en su formación, ya que el horizonte presenta moteados relacionados con la alternancia de condiciones de oxidación y reducción debidas a la oscilación estacional del nivel el agua. La presencia de agua dulce estacional explicaría el lavado de Fe y Al reducidos y por lo tanto el menor contenido en Fe y Al secundarios con respecto a los niveles suprayacentes II y III. El nivel II contiene una mayor proporción de sedimentos gruesos, y se ha interpretado como resultado de un incremento de aportes de origen continental. La distribución vertical de las relaciones Al_0/Al_t y Fe_0/Fe_t y del Br sugieren que el nivel II debió permanecer estable un cierto tiempo propiciando los procesos de alteración; este nivel también sufrió condiciones redoximórficas, pero su mayor porosidad y la sucesión de condiciones húmedas y secas contribuyó a la precipitación del Fe y el Al en forma de oxihidróxidos. Finalmente, el nivel III se ha interpretado como un depósito de tipo aluvial retrabajado que muestra un enriquecimiento en material eólico, dado el alto porcentaje de arenas mates redondeadas. Las similitudes texturales y geoquímicas del nivel III con el nivel basal de Gadep-I-VII, permiten considerar que se trata de un mismo nivel sedimentario, y por lo tanto formado bajo las mismas condiciones.

3.6.4. Aplicación del método estadístico de Análisis de componentes principales al estudio de las señales geoquímicas de las secuencias estudiadas.

Dadas las numerosas variables que han resultado del estudio geoquímico de las secuencias sedimentarias muestreadas en el depósito GA-I se ha realizado un análisis de componentes principales, destinado a estudiar la estructura de la varianza de todo el conjunto de elementos químicos y propiedades físicas analizadas e identificar los factores que determinan esa varianza. El Análisis de Componentes Principales (ACP) es una técnica estadística de síntesis que busca una reducción de la dimensión (número de variables). Así, ante un número elevado de variables, el objetivo de esta técnica es reducirlas a un número menor sin perder información. El ACP resulta en la extracción de componentes que son una combinación lineal de las variables originales, y que además son independientes entre sí. Las componentes principales se considerarán factores tras observar las relaciones entre las variables del componente y darle una interpretación coherente a esas relaciones, estudiando tanto el signo como la magnitud de las correlaciones. En el caso de los datos de las secuencias, el ACP se ha realizado con los siguientes objetivos:

- *identificar las variables significativas y no significativas para explicar la evolución del depósito

- *identificar tendencias similares en los elementos medidos en las secuencias analizadas.

*buscar factores que relacionen la señal sedimentológica y geoquímica (procesos deposicionales y posdeposicionales; relaciones entre granulometría y geoquímica).

La carga del factor (*factor loading*) indica el grado de relación entre la variable y el componente principal. En este caso se ha utilizado el coeficiente de correlación (r) de la variable con el factor, interpretándolo como el grado de dependencia que la variable tiene con el factor asociado a ese componente. En este trabajo sólo se han considerado aquellas variables que presentaron un coeficiente de correlación mayor que 0.7 o menor que -0.7, lo que indica una fuerte dependencia con el factor (al menos el 50 % de la varianza de la variable depende de dicho factor). La puntuación del factor (*factor score*) depende de todas las variables que están relacionadas con un factor y mide la intensidad del efecto de ese factor para cada muestra. Los valores pueden ser positivos o negativos, dependiendo de si los valores de las variables asociadas al factor son mayores o menores que sus respectivas medias, en el caso de que la variable muestre una proporcionalidad directa con el factor. Cuando la proporcionalidad es inversa, las puntuaciones negativas indican valores mayores que la media y las puntuaciones positivas valores inferiores a la media. Los análisis de componentes principales se han realizado con el software estadístico SPSS 14.0.

Las variables utilizadas en el análisis fueron: pH en H₂O, % de LOI, Feo, Alo, Feo/Fet, Alo/Alt, tamaño y clasificación de las arenas y los elementos químicos C, N, Si, K, Ca, Cl, Ti, Fe, As, Br, Rb, Sr, Cr, Zr e Y. Se han excluido del análisis aquellos elementos que presentan concentraciones muy bajas, próximas al límite de detección instrumental, y aquellos elementos que se comportan de manera individual y que aportan poca información al análisis como fueron: Ni, Cu, Mn, S, Zn y Al.

El análisis mediante solución rotada *varimax*, ha permitido identificar cinco factores que explican un 75.9 % de la varianza total de los datos. Sin embargo, sólo los 4 primeros componentes contienen variables con cargas elevadas (> 0.7). El primer componente principal (PC1) explica un 22.2% de la varianza total. A él se asocian, con elevada carga positiva (0.70-0.89), Feo, Feot, Alo, Alot, Fe, As y Rb, y con una carga positiva moderada (0.59) Br y con elevada carga negativa (-0.73) Si. Dado que las variables que presentan una relación directamente proporcional con el componente PC1 son aquellas relacionadas con la alteración, el factor control sería el grado o intensidad de la alteración y de la edafogénesis.

En la Figura 112 se muestra la variación vertical de las puntuaciones del componente principal PC1. En la secuencia GAdép-I-I, las puntuaciones son positivas en su mayor parte, salvo entre 60-70 cm de profundidad, coincidiendo con el nivel IV que corresponde a un lentejón de gravas que erosionó el nivel inferior (III). Entre 70 y 90 cm de profundidad, coincidiendo con la parte superior del nivel III, los valores oscilan alrededor de 0,5, valor en el que se estabilizan hasta una profundidad de 110 cm. Desde esta profundidad los valores ascienden hasta alcanzar el máximo a 140 cm, coincidiendo con el ciclo edáfico basal del nivel III. El incremento refleja el progresivo aumento en profundidad del contenido en Al y Fe secundarios, es decir un mayor grado de alteración. Desde la profundidad de 140 cm se observa un descenso de los valores hasta 160 cm (nivel II), punto a partir del cual los

valores se mantienen estables en torno a la media, hasta pasar a ser negativos en las dos muestras basales de la secuencia (nivel I).

En la secuencia GAdep-I-VII las cargas negativas más elevadas del PC1, y por lo tanto el menor grado de alteración del sedimento, se registran a techo coincidiendo con el nivel interpretado como una formación de cresta de playa (nivel IV). Entre los 45 y 60 cm de profundidad, la parte superior del nivel III, se produce un aumento significativo de las puntuaciones hasta alcanzar los valores máximos de la secuencia, interpretado como una concentración de humus y formas secundarias de Al y Fe iluviadas desde el nivel superior de la secuencia (1Ah₁). Entre los 60 y 90 cm de profundidad se aprecia una disminución en los valores, aumentando nuevamente desde los 90 cm las puntuaciones hasta aproximadamente los 105 cm de profundidad. Este patrón se ha interpretado como un lavado de formas secundarias de Al y Fe en condiciones estagnicas en el nivel II que se han iluviado formando complejos organometálicos en el nivel I, como consecuencia de un marcado cambio textural. Desde los 105 cm de profundidad, los valores son negativos y se mantienen en torno a -1, con ligeras variaciones hasta la base de la secuencia, donde se intuye un ligero ascenso hacia valores positivos, indicando un menor grado de alteración de los sedimentos.

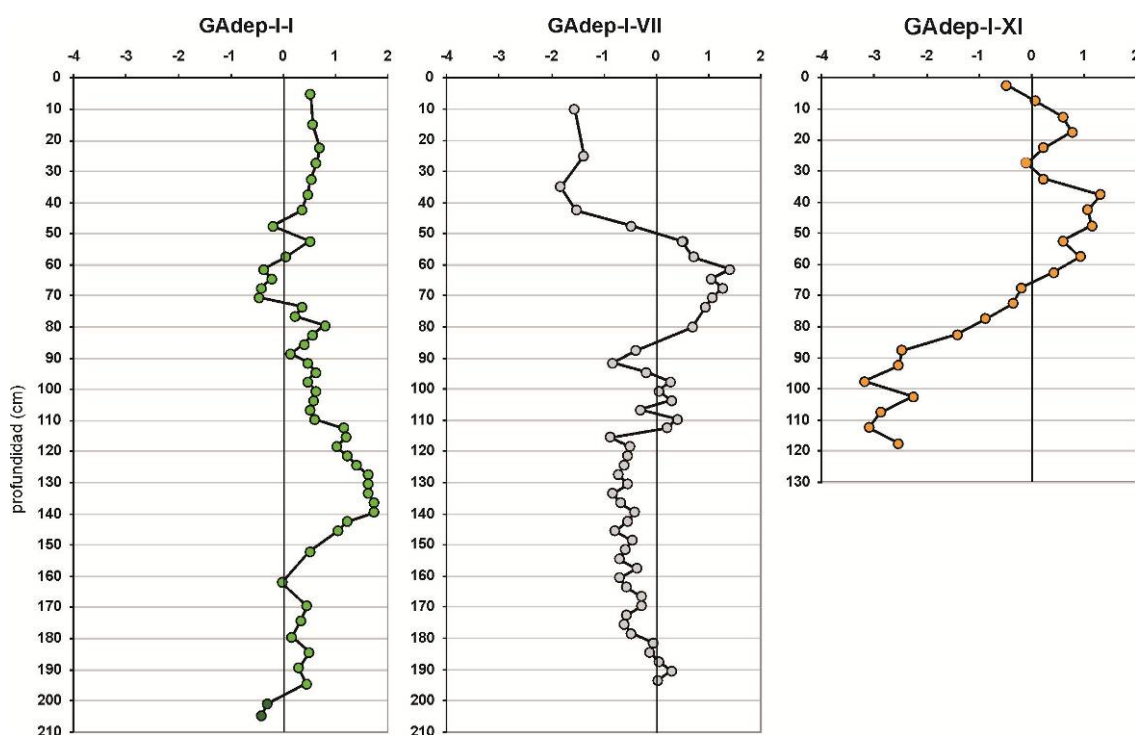


Figura 112. Variaciones verticales de las puntuaciones del primer componente principal (PC1) del análisis factorial en cada secuencia analizada.

En la secuencia GAdep-I-XI el PC1 muestra puntuaciones negativas en la muestra superficial que aumentan hasta valores positivos en los 20 cm superficiales (nivel III). A partir de esa profundidad se produce un ligero descenso en las puntuaciones y se alcanza el valor medio en 30 cm (techo del nivel II), desde donde observamos un aumento marcado, alcanzándose la puntuación máxima de la secuencia a 38 cm de profundidad. Las puntuaciones muestran valores bastante constantes en los 20 cm siguientes (38-58 cm), y a

continuación se produce un descenso progresivo hasta los 98 cm, siendo las puntuaciones negativas desde 68 cm de profundidad (nivel I); en los 20 cm basales las puntuaciones muestran variaciones de hasta una unidad, pero se mantienen en valores negativos. Las puntuaciones del PC1 en la secuencia GAdep-I-XI mostraron una correlación positiva alta con el C y el LOI ($r^2 = 0.79$; 0.90 , respectivamente); las puntuaciones más elevadas del PC1 en la secuencia coinciden con los valores máximos de C, N y LOI, y por lo tanto, con el nivel morfoSEDIMENTARIO con mayor contenido en materia orgánica. Se ha interpretado que las formas de Al y Fe secundarias están asociadas a la materia orgánica en el nivel II, representando un período de estabilidad y edafogénesis. Esta correlación positiva de las puntuaciones con C y LOI se ha identificado también, aunque algo menos intensa, en GAdep-I-I ($r^2 = 0.60$; 0.34 ; 0.65 respectivamente), prescindiendo de las muestras correspondientes al nivel V, en el que la materia orgánica tiene un origen reciente y los valores de Al_o y Fe_o son bajos, ya que se trata de un horizonte A. El hecho de que en el PC 1 el Br presente una carga positiva moderada (0.59) parece expresar su relación con las formas extraíbles de Al y Fe y la materia orgánica. En las tres secuencias sedimentarias estudiadas las concentraciones máximas de Br coinciden con los ciclos en los que aparece una mayor proporción de formas secundarias de Al y Fe. Diversos estudios han puesto de manifiesto la halogenación de la materia orgánica durante el proceso de descomposición (Myneni, 2002; Keppler et al., 2002), y trabajos recientes han demostrado la existencia de un proceso abiótico de halogenación en presencia de Fe (Keppler et al., 2000).

El segundo componente (PC2, Figura 113) explica un 17.9 % de la varianza total, y en él, el C, el N y el LOI presentan cargas positivas elevadas (0.84 - 0.86) al contrario que el Ti que presenta carga negativa elevada (-0.71). El Nb, Y y Zr muestran también cargas negativas moderadas (entre -0.53 y -0.58). El Br presenta una carga positiva moderada (0.67) en este componente, indicando una cierta dependencia del factor. Dado que los componentes que presentan una relación directamente proporcional con el componente son el C, N, LOI y Br, que se relacionan con la presencia de materia orgánica, el factor control sería el contenido en la misma en el depósito en contraposición a la concentración de elementos químicos propios de la materia mineral como son el Nb, Y, Zr y Ti. La variación vertical de las puntuaciones de este componente en las secuencias se muestra en la Figura 113.

En la secuencia GAdep-I-I, la puntuación más alta del PC2 coincide con el techo de la sedimentación (horizonte 1A), como resultado de la entrada de materia orgánica fresca. Desde ese máximo superficial, los valores descienden progresivamente hasta los 68 cm de profundidad (nivel V), donde ocurre la primera puntuación negativa. Desde ese punto se da un ligero incremento y las puntuaciones se mantienen más o menos estables en torno a la media hasta 130 cm de profundidad (nivel II), punto desde el cual los valores son negativos, con pocas variaciones hasta la base de la secuencia (nivel I).

Las puntuaciones de las muestras superficiales de la secuencia GAdep-I-VII presentan la misma tendencia que en el nivel superior de GAdep-I-I; así la puntuación más elevada del PC2 aparece en el techo de la secuencia, como resultado de la entrada de materia orgánica fresca en el subhorizonte 1Ah₁, desde el cual las puntuaciones descienden

progresivamente hasta 52 cm de profundidad (nivel III), donde se alcanza el valor medio y se inicia un nuevo enriquecimiento en materia orgánica, hasta 98 cm, que coincide con los niveles II y III. Entre 98 y 120 cm se aprecia otro enriquecimiento en materia orgánica que coincide con el subhorizonte 4Bt₂ (nivel I) y que se considera que se depositó por eluviación del ciclo 3E. Desde 120 cm (nivel I), las puntuaciones son negativas y descienden progresivamente hacia la base del depósito lo que se interpreta como un descenso en el contenido en materia orgánica y un incremento de la fracción mineral.

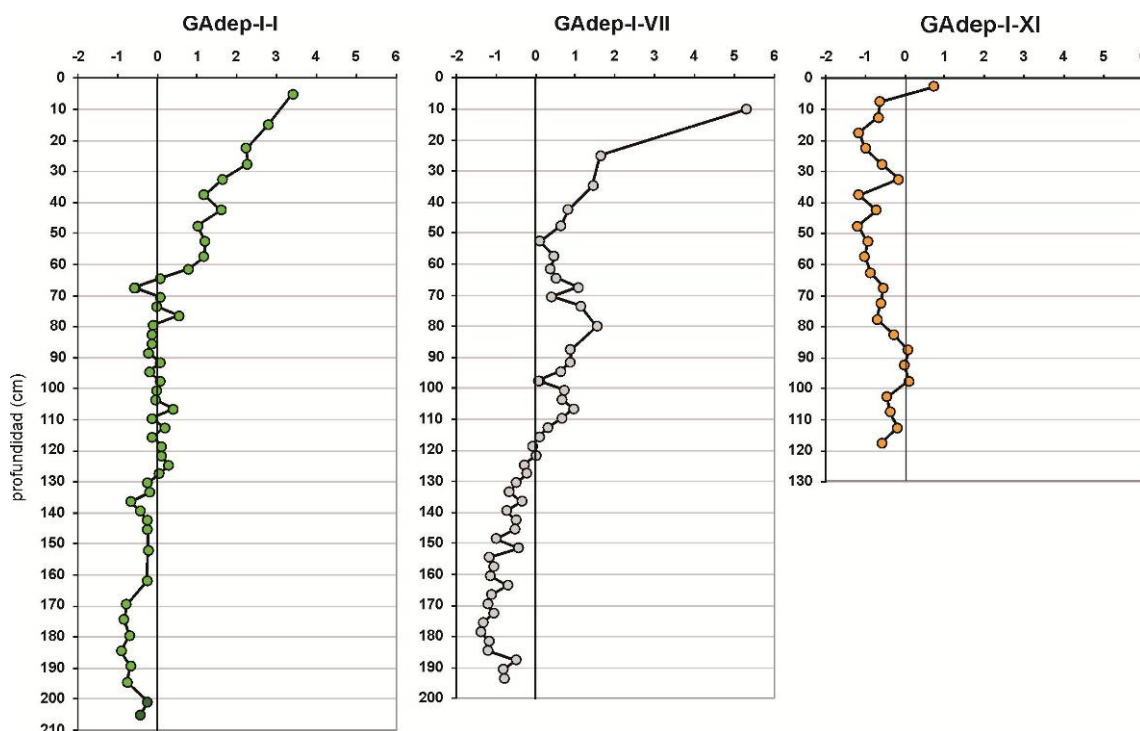


Figura 113. Variaciones verticales de las puntuaciones del segundo componente principal (PC2) del análisis factorial en cada secuencia sedimentaria analizada.

En la secuencia sedimentaria GAdep-I-XI los valores negativos son los dominantes, lo que se relaciona con el bajo contenido en C, N y LOI. Si bien en las dos secuencias sedimentarias anteriormente comentadas, las puntuaciones del PC2 mostraron tendencias similares al C, N y LOI, en GAdep-I-XI estos elementos y las puntuaciones del PC2 no muestran comportamientos semejantes; se ha interpretado que dado que el contenido en materia orgánica es muy bajo (4.3-1.75 % LOI), el PC2 está mostrando las variaciones en la concentración de elementos químicos de la fracción mineral.

El tercer componente (PC3, Figura 114) explica un 15.9 % de la varianza total y a él se asocian con cargas elevadas positivas (0.73-0.93) las variables Sr, Ca, el pH en agua y en KCl. Este componente tiene sus puntuaciones máximas en la secuencia GAdep-I-XI, en el que sólo presenta valores negativos en el nivel basal I. En GAdep-I-VII y GAdep-I-I, los valores positivos más altos corresponden a las muestras superficiales, lo que sugiere un incremento en Ca en superficie que puede tener un doble origen: (i) el intenso bioreciclado de nutrientes por la vegetación en la parte superficial del suelo y (ii) la presencia de conchas de origen marino en el techo de GAdep-I-VII (que han sido depositadas durante tormentas y que pueden tener un efecto tampón sobre el pH). La correlación positiva entre el Ca, el Sr y el pH en la secuencia GAdep-I-XI se ha interpretado como un proceso de alcalinización debido a la

entrada de agua de mar por percolación en los niveles sedimentarios I y II que aparecen bajo la playa de bloques actual. El techo del depósito GA-I-XI en el punto muestreado se encuentra a 150 cm sobre el nivel del marea alta viva actual, y la morfología del depósito en pendiente (Figura 103) determina que durante condiciones de marea alta el *run-up* permita que este depósito se vea afectado por el mar. Por otro lado, durante el muestreo de la secuencia sedimentaria, se comprobó el sedimento en el contacto con la plataforma litoral, estaba saturado en agua dulce, lo que es coherente con los valores bajos del factor “influencia marina” en la base de esta secuencia. En GAdep-I-I y GA dep-I-VII esta influencia marina se observa solamente en el techo de la sedimentación, y con una intensidad mucho menor que en GAdep-I-XI, y podría deberse al spray generado por las olas de tormenta.

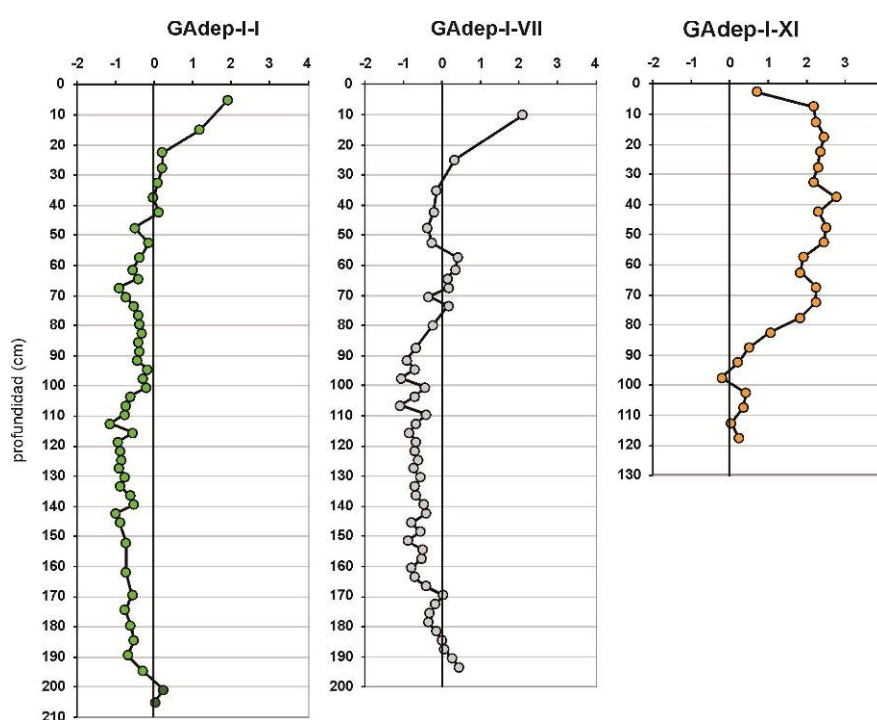


Figura 114. Variaciones verticales de las puntuaciones del tercer componente principal (PC3) del análisis factorial en cada secuencia analizada.

Finalmente el PC4 (Figura 115) explica un 15.5 % de la varianza total. La arena muy fina muestra una carga negativa alta (-0.91) frente a las cargas positivas altas de la arena gruesa y muy gruesa (0.83 y 0.81 respectivamente) y la clasificación (0.77) lo que indica que cuando aumenta la proporción de arena muy fina las muestras están mejor clasificadas. El factor identificado ha sido “granulometría de las arenas”, y la conclusión extraída es que no existen relaciones marcadas entre los parámetros granulométricos de las arenas y las variables geoquímicas.

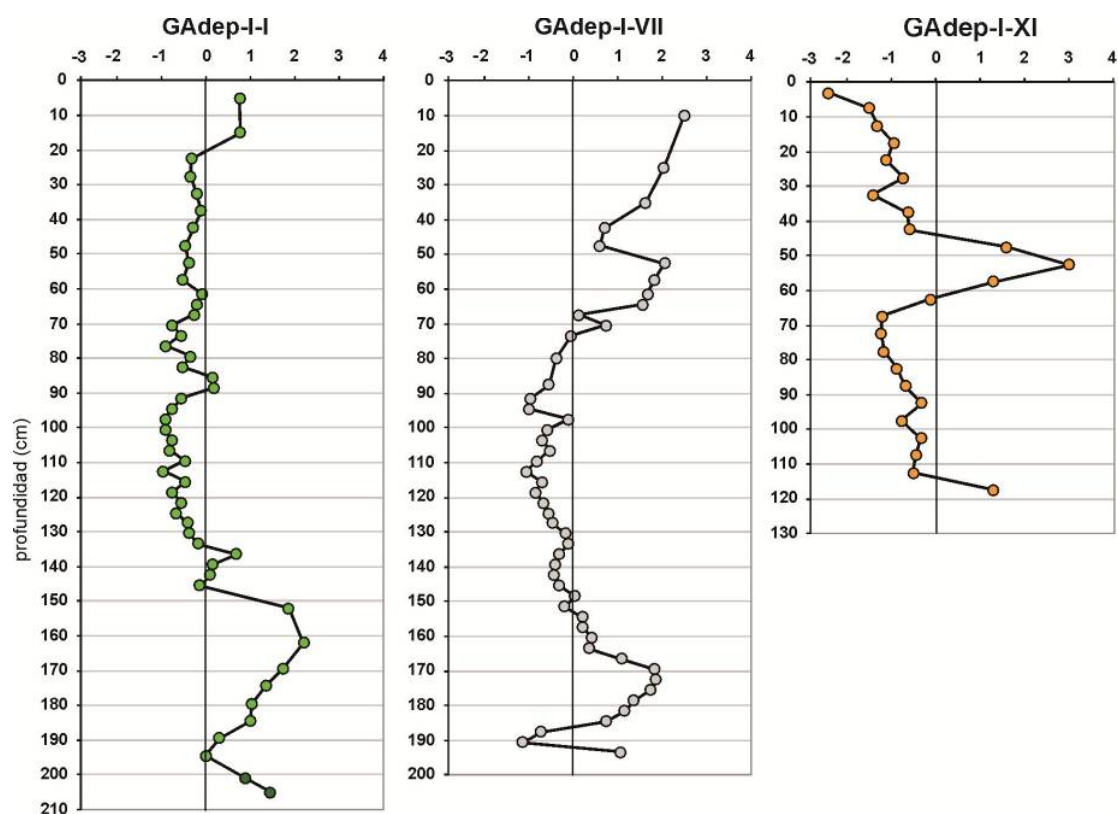


Figura 115. Variaciones verticales de las puntuaciones del cuarto componente principal (PC4) del análisis factorial en cada secuencia sedimentaria analizada.

En GAdep-I-I las dos muestras superficiales presentaron puntuaciones positivas, y entre 20 y 135 cm (niveles V, IV y III) los valores son negativos salvo un pequeño pico entre 85 y 90 cm que presenta valores positivos muy cercanos a la media. A 135 cm se produce una inflexión y hasta 195 cm (nivel I) se aprecia un abombamiento que parte del valor medio hasta llegar de nuevo a un valor medio tras alcanzar en 163 cm la puntuación más elevada de la secuencia sedimentaria. En los 15 cm basales se aprecia una nueva tendencia hacia valores positivos. En la secuencia GAdep-I-VII el PC4 presenta valores positivos elevados con respecto a la media en sus 70 cm superficiales (niveles IV y III). Desde esos 70 cm superficiales a la base de la secuencia GAdep-I-VII el PC4 presenta puntuaciones negativas, lo que señala un predominio de la fracción arena muy fina en los niveles II y I. En los 25 cm basales de la secuencia el PC4 presenta puntuaciones positivas relativamente altas; desde 170 cm los valores decrecen progresivamente hasta retomar valores negativos hacia 188 cm y recobrar puntuaciones positivas en la muestra basal. En GAdep-I-XI, las puntuaciones del PC4 son preferentemente negativas, mostrando valores positivos entre 45 y 58 cm, lo que indica una entrada de material grueso en la secuencia sedimentaria.

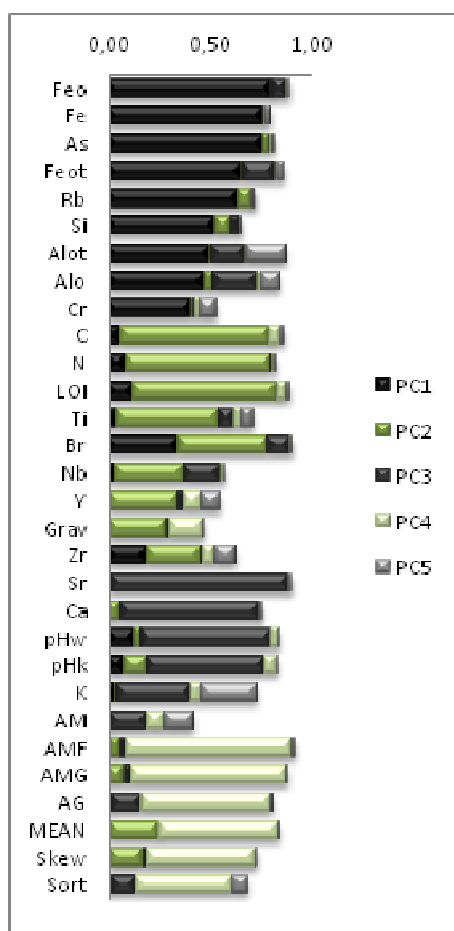


Figura 116. Fraccionamiento de la comunalidad obtenido para el PCA de la señal geoquímica y morfosedimentaria en las secuencias sedimentarias GAdep-I-I, GAdep-I-VII, GAdep-I-XI.

3.6.5. Discusión

3.6.5.1. Evolución paleoambiental del sector de estudio.

En este apartado se expone la interpretación cronológica y morfosedimentaria del depósito GAdep-I, a partir de los datos obtenidos en el estudio de las secuencias sedimentarias GAdep-I-I, GAdep-I-VII y GAdep-I-XI. Como es de esperar, la interpretación será más detallada y las hipótesis más ajustadas conforme nos acercamos al Holoceno, período para el cual se dispone de un mayor número de dataciones.

Fase 1. Sedimentación anterior al último interglacial (Figura 120, a)

En el sector oriental de la ensenada de Punta Gallín puede identificarse un nivel sedimentario emplazado directamente sobre el substrato rocoso y situado estratigráficamente bajo el nivel identificado como una playa correspondiente al último interglacial. Las propiedades del sedimento permiten interpretarlo como un área de sedimentación de baja energía, principalmente por decantación en un ambiente de difícil drenaje y sometido a condiciones reductoras, tal como un área hidromorfa somera con oscilaciones del nivel de agua.

Aunque no ha podido datarse directamente, y asumiendo que efectivamente se trata de la misma unidad, en la secuencia GAdep-I-XI se encuentra por debajo de un nivel datado en 27.450 \pm 140 BP, mientras que en GAdep-I-I se encuentra por debajo de una muestra datada en 12.440-12.075 años cal. BP. En el sector oriental de la ensenada se sitúa claramente por debajo de un nivel marino, al que se le ha asignado una edad correspondiente al último interglacial (MIS5). Por lo tanto, y aunque en el momento actual resulta imposible concretar su edad, sí puede considerarse la unidad sedimentaria más antigua del registro.

En todos los sectores en que aflora la unidad, ésta descansa directamente sobre el substrato rocoso, cuya morfología parece corresponder al segmento superior de la plataforma rocosa, si bien presentando una superficie más irregular. Al igual que se ha planteado para otros sectores de la costa atlántica gallega (Trenhaile et al., 1999) la plataforma litoral de Gallin podría ser en parte de carácter heredado.

Fase 2. El último interglacial (MIS 5) (Figura 120, b)

Las características granulométricas, la elevación relativa sobre el nivel del mar actual así como las analogías con niveles sedimentarios ampliamente representados en la costa NW de la Península Ibérica sugieren que la unidad Sob2 (Figura 75), representada en el sector oriental de la plataforma GA-I son los restos de un depósito marino originado durante el primer estadio transgresivo del último período interglacial, probablemente el MIS 5. Debemos ser cautelosos en la asignación del subestadio, dadas las diferencias en las edades obtenidas en niveles sedimentarios semejantes en la costa NW y el reciente dato de una posible pulsación positiva del nivel del mar de + 1m hacia el 82.000 identificada en Mallorca por Dorale et al. (2010). De este modo, el nivel Sob2 de Punta Gallín se situaría en el rango 132.000-75.000 BP. Este nivel puede ser subdividido en 3 subunidades de acuerdo a sus características granulométricas (tamaño medio y clasificación). El nivel basal, en contacto con la plataforma, consiste en cantos y bloques clastosoportados y fuertemente cementados por óxidos de Fe. El nivel intermedio, es una unidad fuertemente cementada, compuesta de gravas y cantos moderadamente clasificada. Finalmente, la unidad superior, consiste en gravas y bloques redondeados y subredondeados pobremente clasificado; Esta unidad superior es rica en materia orgánica y muestra signos de crioclastia (cantos gelifractados, Figura 77) y formas de alteración de los cantos relacionados con procesos de oxidación-reducción. Los indicios de procesos de gelifracción y el contenido en materia orgánica, podrían indicar una fase de estabilidad bajo condiciones frías al quedar expuesto el sedimento durante la última glaciación. Como se menciona en el apartado anterior, en este trabajo no se ha podido establecer si las plataformas rocosas estudiadas son anteriores al último interglacial (5e), pero sí que al menos durante este estadio, han estado sometidas a procesos de erosión y sedimentación.

Fase 3. El último estadio glacial (Figura 120, c y d)

Tras la Transgresión del MIS 5 las condiciones más frías del último estadio glacial (MIS 4, MIS 3 y MIS 2), con un nivel del mar más bajo, favorecieron la formación de niveles sedimentarios de tipo periglacial, como confirma la presencia de depósitos de estas

características en las laderas de Gallín-II y en otras localizaciones en el tramo costero comprendido entre Ribadeo y Foz.

En el flanco oriental de la ensenada (sector oriental, Figura 73), la proximidad de la ladera cuarcítica favoreció la acumulación de clastos angulosos, una facies típicamente periglacial formada principalmente por procesos de crioclastia y gravedad (So3, Sob3, Figura 75). La escasa elevación de la ladera oriental no permitió sin embargo el desarrollo de grandes taludes, de manera que únicamente llegaron a desarrollarse acumulaciones adosadas al que, muy probablemente, constituía un paleoacantilado. La formación de los taludes de clastos periglaciales debió extenderse a lo largo de todo el flanco oriental de la ensenada, si bien solamente se han preservado los correspondientes al fondo de la misma, donde puede observarse la fosilización de parte de la playa del último interglacial. En el flanco occidental, la secuencia analizada (GAdep-I-I) se acumuló prácticamente en su totalidad en fechas posteriores a 12.440-12.075 cal. BP, y no ha sido posible observar la existencia de derrubios de clastos similares a los de la ladera oriental.

Sin embargo, dado el escaso desarrollo de los taludes de clastos, parte de la playa permaneció expuesta, lo que permite explicar la existencia de procesos de crioclastia afectando a las capas superiores. Aunque resulta evidente que los procesos periglaciales debieron afectar a ambas laderas de la ensenada, la escasa entidad de éstas hizo que los depósitos de clastos no alcanzaran el centro de la ensenada, por lo que ésta se comportó como un área de sedimentación fina.

Por su posición bajo la playa de bloques actual, la secuencia GAdep-I-XI parece ser la continuación en profundidad GAdep-I-VII; la mayor parte de las variables analizadas muestran una continuidad natural si situamos la secuencia GAdep-I-XI directamente por debajo de la GAdep-I-VII; en la Figura 117, se puede observar la continuidad mostrada por el LOI, Br, Si, Al, Fe, el porcentaje de grava de la muestra total y el tamaño medio de la arena entre ambas secuencias. Las dataciones radiocarbónicas obtenidas en el nivel I de la secuencia GAdep-I-VII y hacia la base del nivel II de la secuencia GAdep-I-XI, fueron 19.020-18.870 años cal. BP y 27.450 \pm 140 años BP respectivamente, lo que resulta coherente con la hipótesis anterior.

La parte basal del nivel I de la secuencia GAdep-I-I también muestra analogías con el nivel basal de GAdep-I-XI; en ambos casos el nivel I descansa directamente sobre la plataforma rocosa donde presentan un nivel pedregoso en el que predomina la grava (> 2 mm). Las propiedades físicas y químicas asimilables a su desarrollo en un medio reductor también son equiparables, así como que en ambos casos las fracciones arcilla y limo suponen más del 70 % del peso total de la fracción fina de la muestra.

Las dataciones más antiguas obtenidas en Punta Gallín (27.450 \pm 140 en el nivel I de GAdep-I-XI y 19.020-18.870 cal BP en el nivel II de GAdep-I-VII) sugieren que en el Pleniglacial superior y parte del Tardiglacial, el sector central de la ensenada formaba parte de un área de sedimentación de material aluvial en flujos de baja energía. El origen del material fino (limos, arcillas y arenas muy finas) y pobremente calibrado podría responder a la alteración durante el interglacial anterior (MIS 5e) de los materiales metamórficos de la

Serie de los Cabos, mientras que los niveles más gruesos (nivel II de GAdep-I-XI y base del nivel I de GAdep-I-VII) coincidirían con eventos sedimentarios de mayor energía.

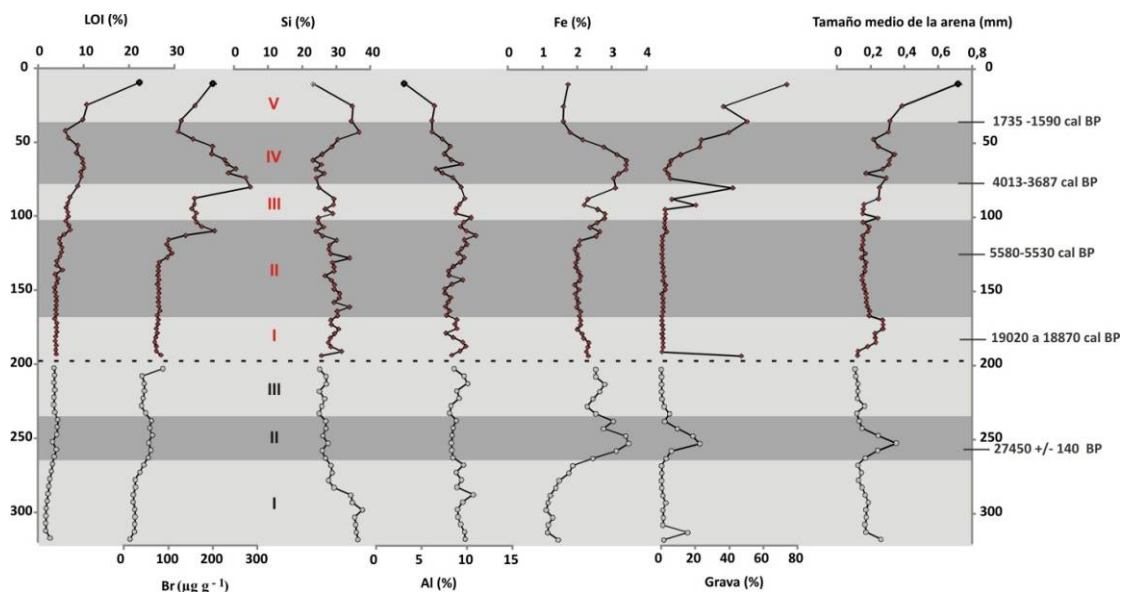


Figura 117. Variación vertical de algunos de las variables geoquímicas y sedimentarias en las tres secuencias sedimentarias estudiadas en este trabajo. Los números romanos en rojo corresponden a los niveles sedimentarios de GAdep-I-VII y los números romanos en negro a los de GAdep-I-XI.

Durante la última fase fría del Pleistoceno (Younger Dryas, 12.900-11.500 BP), la erosión, condicionada por los cambios ambientales (deterioro climático y de la cobertura vegetal e influencia antrópica), fue un componente importante en la evolución del paisaje de las Sierras Septentrionales gallegas (Martínez Cortizas y Moares Domínguez, 1995), con una fase erosiva generalizada durante el Dryas Reciente (11.000-10.000 BP) (Martínez Cortizas *et al.*, 1993; Moares Domínguez, 1994). El marcado aumento del tamaño medio de las arenas de la base al techo del nivel II de la secuencia GAdep-I-I, datada en 12.440-12.075 años cal. BP, sugiere que durante la fase inicial del Younger Dryas se produjo una sedimentación de tipo coluvial que dio paso a una intensificación de los aportes eólicos. El cambio en la granoclasificación de las arenas, de negativa a positiva en la transición entre los niveles I y II de la secuencia GAdep-I-I se ha interpretado como el paso de una deposición de tipo aluvial hacia condiciones de deposición coluvial y eólica. Esta transición podría corresponder a la división del Younger Dryas en una fase inicial más fría y húmeda y otra consecutiva menos fría y relativamente más seca (p.ej. Vandenberghe *et al.*, 1987; Bohncke *et al.*, 1993; Walker, 1995; Isarin *et al.*, 1998). Las fechas obtenidas en estos niveles son coherentes con una de las pocas dataciones de depósitos de características semejantes: Delibrias *et al.* (1964) identificaron un tipo de depósito con horizontes limo-arcillosos humíferos que recubren la "rasa" cantábrica occidental (NE de Galicia), cuya datación en 13.600 ± 450 años, y el análisis palinológico permitieron a los autores defender que la costa norte de Galicia permaneció bajo condiciones periglaciales al final del Würm que condujeron a una sedimentación local en forma de depósitos de tipo aluvial.

El paleosuelo del flanco oriental de GA-I, datado en 10.180-9890 cal BP se interpreta como la evidencia de una mejora climática durante el Tardiglacial, que quedó también atestiguada en las Sierras Septentrionales gallegas por las evidencias de edafogénesis en diversos depósitos (Van Mourik, 1986; Ramil Rego y Aira Rodríguez, 1993).

Tras el periodo de estabilidad y formación del paleosuelo, las condiciones debieron hacerse nuevamente más frías, como atestigua la formación de un nuevo nivel de clastos de tipo periglacial (Figura 73, So3) En las secuencias sedimentarias costeras de la costa atlántica, no se han encontrado evidencias de ningún evento similar durante el Holoceno, si bien recientemente se ha empezado a considerar la importancia del evento frío centrado en 8200 años BP (Alley y Agústsðóttir, 2005; Barber et al, 1999; Klitgaard-Kristensen et al, 1998; Thomas et al, 2007) que ha sido sugerido como un factor importante para explicar procesos de retroceso del bosque en el NW peninsular (Martínez-Cortizas et al, 2009).

Fase 3. La transgresión Holocena (Figura 120, e y f)

Con la recuperación de las temperaturas a lo largo del interglacial Holoceno, se produce la transgresión Holocena, responsable de la configuración y dinámica de los sistemas costeros actuales. La respuesta de las costas a este proceso transgresivo depende en gran parte de la disponibilidad de sedimento y la configuración topográfica de la línea de costa. En Punta Gallín con el ascenso del nivel del mar y la disponibilidad sedimentaria, el principal proceso es la erosión de los niveles sedimentarios Pleistocenos, la exhumación y retrabajamiento de las formas rocosas preexistentes (acantilados y plataforma), y la configuración de los sistemas litorales actuales.

Durante la transgresión Holocena, los niveles marinos, coluviales, aluviales y eólicos fueron erosionados por el mar iniciando una etapa con una gran disponibilidad sedimentaria. Resulta lógico suponer que gran parte del sedimento fue evacuado del sistema, mientras que otra parte fue reutilizada constituyendo distintos sistemas litorales. La rápida tasa de ascenso del nivel del mar entre el inicio del Holoceno y aproximadamente el 6000 BP se tradujo en la erosión de los sedimentos depositados durante el Pleistoceno, en unas condiciones energéticas que implicaron un balance sedimentario negativo, con un comportamiento neto erosivo que debió eliminar un gran volumen de sedimentos de la ensenada. La presencia de ejemplares de malacofauna marina propia de ambientes intermareales y supralitorales rocosos (*Littorina saxatilis*; *Littorina neritoides*) y de fondos submareales arenosos del sublitoral (*Nassarius Pygmaeus*) en el nivel II de la secuencia GAdep-I-VII, datado a techo en 5580-5530 años cal. BP, sugiere la existencia de un nivel del mar igual o ligeramente superior al actual. El techo del nivel se encuentra actualmente a 2.90 m sobre la cota de marea alta astronómica. Como se ha comentado en el inicio de este capítulo, son numerosas las evidencias documentadas, aunque en ocasiones poco consistentes, de un nivel del mar más alto que el actual en la costa Cantábrica en el Holoceno. En conjunto, los diferentes niveles identificados como marinos sugieren que en la costa cantábrica peninsular, se alcanzó un nivel del mar ligeramente superior al actual en un momento anterior al 5880 BP (período Atlántico), que implicó la deposición de materiales marinos actualmente localizados a un metro sobre el nivel actual (Mary, 1990). Otras evidencias de este máximo, conocido en la Península Ibérica como *Flandriense*, han sido

señaladas por Granja y de Groot (1996) en un tramo costero del NO de Portugal (Cortegaça). Estos autores identifican en una secuencia sedimentaria en posición supramareal un nivel sedimentario de ambiente submareal datado entre el 6850 ±60 BP y 5500 ±160 BP.

En el nivel II del depósito GAdep-I-VII (Figura 92; Tabla 36) predomina el limo, principalmente grueso y medio seguido por las arenas muy finas, con muy escasas variaciones sedimentológicas y geoquímicas. El estudio al microscopio ha revelado un elevado porcentaje de arenas de origen eólico, dado el predominio de arenas mates redondeadas en las fracciones 1 mm, 0.5 mm y 0.4 mm (con porcentajes ligeramente superiores al 50 % en ambas fracciones) y un porcentaje también destacado en las fracciones 0.2 y 0.1 mm. La presencia de malacofauna marina sostiene el origen marino de este nivel, o al menos la existencia de aportes marinos. Aun asumiendo que el nivel del mar fuese más alto que el actual, las características sedimentarias no reflejan un ambiente energético, que haya estado sometido a la influencia directa del oleaje. Como se ha explicado arriba, en el momento que el ascenso del nivel del mar comienza a invadir la ensenada, se produce el aporte de un importante volumen de sedimento procedente del dismantelamiento de los depósitos Pleistocenos. Tal y como se extrae de las dataciones radiocarbónicas, el nivel del mar alcanzó un máximo relativo en una fecha próxima a 5580-5530 cal BP. La gran disponibilidad de sedimento y el continuo aporte pudieron dar lugar a formaciones sedimentarias tipo playa que sin embargo debieron emplazarse en una posición más adelantada hacia el mar que la playa actual. Aunque de acuerdo al tipo de sedimentación Pleistocena, la ensenada parece haberse comportado durante mucho tiempo como un área de drenaje difícil, la formación de playas o barreras con el máximo relativo del nivel de mar debió favorecer la formación de un área hidromorfa, o un pequeño *lagoon*. Así, la secuencia sedimentaria analizada correspondería a una posición interior de dicho lagoon, alejado de la acción directa del oleaje. La presencia de malacofauna parece responder a sedimentos aportados desde el frente litoral durante eventos de tormenta, en los que la sobreelevación del nivel del mar y un *run-up* largo causarían la deposición de grandes volúmenes de sedimento en la zona de trasplaya. Este tipo de depósitos, tipo *washover* implican la extensión del límite de la playa tierra adentro y juegan un papel importante en la migración de los sistemas de playa en este sentido durante condiciones de aumento del nivel del mar (Kraft y Chrastowski, 1985). El hecho de que las propiedades del sedimento del nivel II de GAdep-I-VII se asemejen mucho a los depositados en la ladera occidental (niveles II y III de GAdep-I-I) apoya la hipótesis de un momento de intensa erosión de los depósitos Pleistocenos y del Holoceno Inicial.

No es descartable, sin embargo, que se haya producido un transporte eólico del material fino (arena y limo), que fue re-depositado por el viento en el fondo de la ensenada procedente igualmente del dismantelamiento de los depósitos de los flancos. Granja et al. (1998) han destacado la importancia del nivel freático en la retención de limos en sedimentos eólicos. Siguiendo esta argumentación, dada la topografía deprimida del sector de estudio, los limos derivados de la erosión de sedimentos pleistocenos no consolidados podrían haber quedado retenidos en un sistema eólico húmedo favorecido por la presencia de una capa freática elevada.

Los taxones *Corylus avellana* y *Alnus sp.* y *Fraxinus sp.* que se han identificado en la línea de carbones encontrada en el nivel III del depósito GAdep-I-I sugieren la existencia de un bosque húmedo o ripícola en las inmediaciones. La presencia de estas especies, junto a las propiedades geoquímicas del sedimento, apoya la hipótesis de la existencia de un ambiente húmedo, relacionado con una capa freática elevada, que ayudarían a la sedimentación eólica de las arenas muy finas y los limos. El inicio de la expansión de *Corylus avellana* se ha fechado en torno al 8500 BP en las Sierras Septentrionales del Noroeste de la Península Ibérica (Ramil Rego, 1993). Garzón et al. (1996) destacaron que el ascenso del nivel del mar Holoceno hasta hace unos 6000-7000 años, implicó una generalización de ambientes higroturbosos en la costa Atlántica peninsular (Garzón et al., 1996). García Amorena (2007) ha destacado que en los yacimientos holocenos de Merón, Oyambre Noja y Villaviciosa, en la costa cantábrica peninsular, en este tipo de ambientes higroturbosos, se extendieron las formaciones de taxones higrófilos como *Salix atrocinera*, *Alnus glutinos*, *Fraxinus sp.* y en menor proporción *Populus sp.*, *Sambucus sp.*

La presencia de lentejones de gravas, líneas de gravas y carbones dispersos en las arenas limosas del nivel III de la secuencia GAdep-I-I son indicativos de que este depósito es el resultado de la combinación de dos procesos: una sedimentación eólica en condiciones húmedas relacionada con la transgresión holocena y la deposición mediante flujos lentos de agua de limos, gravas y carbones procedentes de la erosión de depósitos sedimentarios periglaciales formados a lo largo del último interglacial.



Figura 118. Vista del lentejón gravas en el flanco occidental de la ensenada (correspondiente a GAdep-I-I)

La presencia de una rampa formada por material sedimentario cohesivo (GAdep-I-XI) cuyo nivel superior es la base del nivel I de GAdep-I-VII bajo la playa de bloques actual demuestra que a pesar de las evidencias de una pulsación positiva del nivel del mar anterior a 5500 cal. BP este no tuvo suficiente entidad para eliminar por completo los sedimentos más antiguos. Sin embargo, la fecha radiocarbónica de 19.020-18.870 cal. BP obtenida en el nivel I de GAdep-I-VII supone un lapso temporal excesivamente largo como para poder plantear la hipótesis de un hiato sedimentario. Por ello, parece haberse producido una cierta erosión que debió eliminar parcialmente las capas superiores del nivel I.

En una fecha posterior, se produce un descenso relativo del nivel del mar, con lo que los sedimentos del Nivel II de GAdep-I-VII son colonizados por vegetación, como demuestra la presencia de restos de raíces en las grietas cementadas por costras de hierro que marcan el techo del nivel. Las evidencias de oscilaciones de agua en los 10 cm superiores del nivel (ciclo edáfico 4Bt₁) también permiten plantear la hipótesis de una colmatación progresiva del lagoon, y una terrestificación. Estudios de evolución del paisaje en el NW de la Península Ibérica (Costa-Casais et al., 1996; Martínez Cortizas, 2000; Martínez Cortizas et al., 2000a, b) han mostrado que al final del período Hypsithermal u óptimo climático Holoceno, en el que se alcanzaron temperaturas de 2-3 °C más elevadas que las actuales y una gran humedad (Mártinez-Cortizas et al. 2009) la erosión del suelo empieza a ser un fenómeno común. En el sector de estudio, los niveles III y IV de GAdep-I-VII se han interpretado como material de ladera, arrastrado por flujos laminares de baja energía, posiblemente ligados a un deterioro climático. Como se puede observar en la Figura 118, el material de los niveles III y IV fosiliza al nivel II. Hacia el 5000 BP se inicia el desarrollo de los complejos sedimentarios principales en la costa Gallega (Saa y Díaz Fierros, 1980; Díaz Fierros et al., 1989; Vilas et al., 1991; Devoy et al., 1996; Martínez Cortizas et al., 1996). Las dataciones obtenidas (en GAdep-I-VII, 5580-5530 cal BP cal. BP y el 4013-3687 cal. BP) sitúan la deposición de estos niveles continentales en el inicio del período Neoglacial, un período climático de distribución global (Magny et al., 2006) caracterizado principalmente por un marcado descenso en las temperaturas con respecto a los períodos precedente y posterior.



Figura 119. Detalle del cambio entre la unidad I (basal) y la unidad II (superior) en el sector centro-oriental del depósito GA-I. Nótese las cuñas en las que penetra el material del nivel II.

El período Neoglacial (5000-2000 BP) se caracteriza por un empeoramiento climático general. Hacia el 5000 cal. BP se produce un cambio hacia un ambiente más frío, relativamente seco y ventoso que implica una aceleración de los cambios paisajístico en los dos milenios siguientes (Mártinez-Cortizas et al., 2009). Este empeoramiento climático en el NW de la Península Ibérica se ha corroborado a través de proxies geoquímicos en turberas, que sugieren un descenso en las temperaturas hasta 2-2.5 °C más frías que las actuales (Martínez Cortizas et al., 1999a). Las diferencias granulométricas existentes entre los niveles II y III-IV de la secuencia GAdep-I-VII, unidas a la topografía aplanada del sector explican el desarrollo de procesos de eluviación-iluviación en esta secuencia que llevaron al desarrollo de un planosol. Tras la sedimentación de los niveles III y IV de GAdep-I-VII se inició una fase de estabilidad morfosedimentaria que permitió el desarrollo de procesos edafogénicos

bajo condiciones de hidromorfía, relacionadas probablemente con la presencia de una lámina de agua de carácter estacional que favorecería los procesos de reducción y oxidación. El límite entre un nivel sedimentario más poroso (III-IV) y el inferior más cohesivo (II) explica el desarrollo de costras de Fe, que fosilizan las antiguas grietas de que actúan como moldes para la deposición de las formas de Fe secundario. Estas costras de Fe, añadidas a la baja porosidad del nivel III implicaron el desarrollo de un área mal drenada que favoreció el desarrollo de procesos de hidromorfía en estos suelos hasta que, un nuevo ascenso relativo del nivel del mar implicó la erosión de la parte más interna de la ensenada, y el cambio hacia condiciones morfodinámicas completamente diferentes a las precedentes.

Desde el 1735 -1590 cal BP, (datación obtenida en la base del nivel V de GAdép-I-VII) existe una dinámica de construcción de crestas de tormenta que supone una acreción vertical de la secuencia sedimentaria en el sector centro oriental de la ensenada que continúa hasta la actualidad. Este proceso sedimentario que caracteriza la morfodinámica del sector de estudio a lo largo del Holoceno reciente será tratado en detalle en el capítulo 4 de esta memoria.

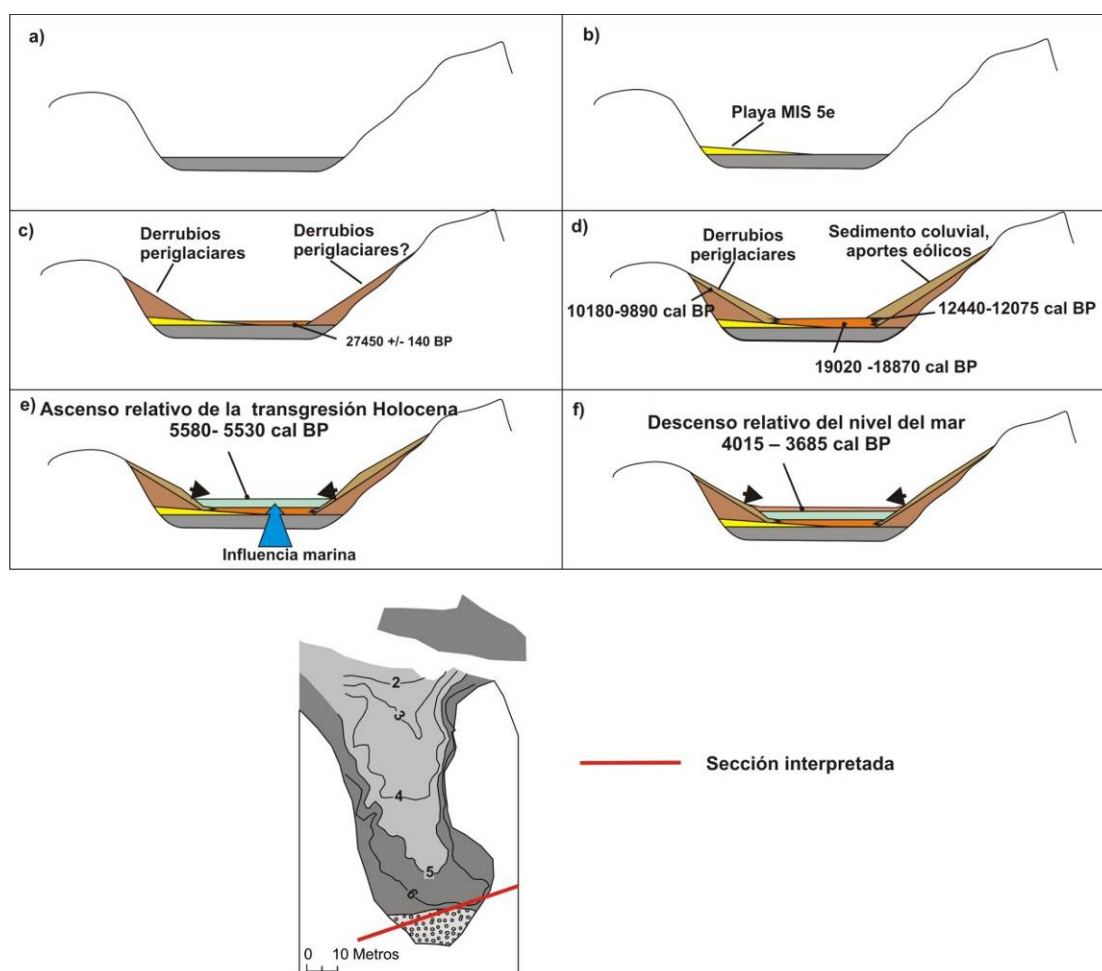


Figura 120. Modelo evolutivo del sistema acantilado sedimentario-plataforma rocosa propuesto en Punta Gallín.

3.6.5.2. Los depósitos de Punta Gallín en el marco de la costa NW de la Península Ibérica.

El estudio emprendido en Punta Gallín tiene un carácter local, ya que el objetivo principal de esta tesis es profundizar en la dinámica de las costas rocosas mediante un estudio detallado y aplicando una combinación de diversas técnicas en un sector concreto. Sin embargo, los resultados obtenidos en los depósitos de GA-I han permitido trazar una secuencia evolutiva que puede ponerse en relación con estudios paleoambientales previos. En este sentido, se puede mencionar de antemano que no son abundantes los trabajos realizados en depósitos semejantes al de Punta Gallín, es decir de un acantilado sedimentario en el marco de una costa rocosa, y los que existen se han centrado muchas veces en la datación e interpretación de algunos de sus niveles más que en realizar una reconstrucción global.

De los trabajos realizados en el contexto de la costa gallega los que presentan más analogías con este estudio, tanto desde un punto de vista metodológico como por el tipo de ambientes en los que se realizan son los que se han emprendido en la costa atlántica por autores como Costa Casais et al., (1996), Martínez Cortizas y Costa Casais (1997), Martínez-Cortizas et al. (1997), Pérez Alberti et al. (1998b), Trenhaile et al. (1999), Blanco Chao et al. (2002, 2003) o Costas (2009). Estos trabajos muestran un ambiente sedimentario muy diferente al que encontramos en Punta Gallín. La potencia y abundancia de material grueso de los depósitos estudiados en la costa atlántica es mayor que la de los depósitos identificados en la costa cantábrica en esta tesis. Esta diferencia es coherente con la clasificación de los depósitos litorales propuesta por Pérez Alberti et al., (1998) según la cual pueden distinguirse dos tipos de depósitos teniendo en cuenta la distancia de las montañas a la costa: (i) La parte central de valles rellenados localizados cerca de relieves montañosos está formada por sedimentos gruesos intercalados con niveles ricos en materia orgánica. (ii) Donde las montañas están lejos de la costa (como es el caso de Punta Gallín) en los depósitos sedimentarios no tienen más de dos metros de potencia y en ellos predominan los sedimentos finos. Por otro lado, los estudios realizados en depósitos en la costa atlántica de Galicia no han evidenciado oscilaciones positivas o negativas del nivel del mar durante el Holoceno.

A pesar de las diferencias sí que podemos citar algunas analogías con el modelo evolutivo propuesto por Blanco Chao et al. (2002; 2003) para varios sectores de la costa atlántica de Galicia. Estos autores definen una dinámica para-periglacial para los sistemas acantilado sedimentario-plataforma rocosa de la costa atlántica gallega; en esta dinámica convergen varios fenómenos: (i) la exhumación de las formas litorales que fueron fosilizadas durante episodios fríos previos; (ii) la activación de procesos erosivos debido a la disponibilidad de sedimento y (iii) la formación de playas de cantos y bloques. Con respecto al punto (ii), el comportamiento de Punta Gallín difiere de que describieron Blanco Chao et al. (2007) en la costa atlántica. En Punta Gallín no se han encontrado evidencias de una intensa actividad erosiva relacionada con el retroceso del acantilado sedimentario durante la transgresión holocena, posiblemente por el predominio de material fino en sus depósitos. Sin embargo, el estudio de las formas de alteración y la zonación de las plataformas con el Schmidt Hammer Hammer si ha puesto de relieve la existencia de formas de alteración de

tipo *case hardening* bajo los depósitos que han afectado a los procesos de alteración iniciados al quedar expuestas las plataformas con el retroceso del acantilado sedimentario.

Otra analogía es que al igual que en el caso de Punta Gallín, Blanco-Chao et al. (2003) y Trenhaile et al. (1999) han puesto en evidencia el carácter heredado de las plataformas fosilizadas por depósitos sedimentarios en la costa atlántica, dadas las dataciones obtenidas en los niveles pleistocenos (Brosche, 1982, 1983; Costa Casais et al., 1996b; Cano et al., 1997; Trenhaile et al., 1999; Blanco-Chao et al., 2003; Alonso y Pagés, 2007).

En la costa cantábrica son muy escasos los trabajos emprendidos en secuencias sedimentarias semejantes a la analizada en esta tesis. La mayor parte de las investigaciones se han centrado en los cambios del nivel del mar Holoceno y se emprendieron sobre todo en secuencias obtenidas en estuarios (p.ej. Edeso et al., 1990, 1994; Edeso, 1992, 1994; Cerraeta, 1999; Alonso y Pagés, 2010), lo que dificulta las comparaciones. Hasta el momento no se habían realizado reconstrucciones paleoambientales de sistemas acantilado sedimentario plataforma en la costa cantábrica de la Península Ibérica, si bien existen algunos depósitos que muestran algunas características semejantes a los de Punta Gallín, como el de Portizuelo, cerca de Luarca (Germán Flor Rodríguez, comunicación personal), el de Bañugues en la región de Cabo de Peñas (Gozón, Asturias), que ha sido objeto de prospecciones arqueológicas (Rodríguez Asensio y Flor Rodríguez, 1980) pero no de dataciones radiocarbónicas que permitan buscar analogías con los depósitos descritos en esta memoria. Por otro lado las fechas obtenidas por Garzón et al. (1996) en las turberas y playas colgadas de Merón y Oyambre (Cantabria) son más antiguas que las obtenidas en nuestro estudio, mientras en el caso del trabajo de Alonso y Pagés (2007) las dataciones que obtienes de niveles aluviales, solifluidales y fluviales en Nois (18.000 ± 1400 años BP), el Castro de Fazouro (24.100 ± 2100 años BP) y San Ciprián (23.500 ± 1900 años BP) respectivamente, parecen coherentes con la fecha de 27.400 obtenida en la secuencia Gadep-XI (nivel II). Por otro lado, en Punta Gallín se ha identificado una pulsación positiva del nivel del mar que parece coherente con la identificación de un máximo transgresivo holoceno previo al 6000 BP en otras localizaciones de la costa cantábrica (p.ej. Mary, 1990; 1992) y atlántica (p.ej. Granja y Groot, 1996).

Por último, cabe destacar que la secuencia sedimentaria de Punta Gallín presenta algunas analogías con depósitos Pleistocenos localizados en la costa de Bretaña y del Canal de la Mancha (p. ej. Haslett and Curr, 2001; Bates et al., 2003; Regnaud et al., 2003) y Normandía (Coutard et al., 2006). La analogía más destacada con estos depósitos es que aparecen sobre antiguas plataformas de abrasión y la base de la secuencia la constituyen sedimentos de origen marino (generalmente gruesos y clastosoportados) atribuidos a estadios interglaciales previos al actual. Sobre este nivel basal descansan depósitos de origen continental, que en ocasiones han sido denominados como *Loess-Like deposits* (Roberts, 1985; Regnaud et al., 2003; Ealey y James, 2011) y que presentan también algunas semejanzas con algunos de los niveles sedimentarios representados en Punta Gallín (nivel II de Gadep-I-VII y niveles II y III de Gadep-I-I). Los depósitos tipo *Loess-Like* reciben esta denominación por su alto contenido en limo, si bien, también presentan un porcentaje de

arena y/o arcilla superior a los Loess en sentido estricto, pueden presentar algunas estructuras, como líneas de gravas y en su formación han intervenido otros procesos diferentes de la deposición eólica. Ealey y James (2011) distinguieron dos fases en la formación de este tipo de depósitos en la Península de Lizard (Cornualles, SW de Inglaterra): una fase inicial acompañada por una dinámica periglacial, que daría lugar una intensa fragmentación del substrato por procesos de hielo-deshielo así como a la formación de formas solifluidales, contemporáneas con los depósitos tipo *Head* convencionales. En una fase posterior, asociada con condiciones morfogenéticas menos activas, se formaría la cobertura de depósitos tipo Loess. Esta hipótesis se basa únicamente en una datación de este tipo de depósitos realizada por Wintle (1981) de 15.900 ± 3200 años BP que hace referencia a la segunda fase formativa. Otra datación de este tipo de depósitos definidos como pseudo-loess realizada en la costa en Kent (Inglaterra) sugiere que estos sedimentos fueron edafizados durante el período Atlántico (aproximadamente entre el 5000 y 7000 BP), que fue el óptimo climático Postglacial, un momento cálido y probablemente húmedo que pudo facilitar los procesos de iluviación que caracterizan a los loess estudiados (Weir et al., 1970). Regnauld et al. (2003) aportaron otra datación de un nivel rico en limo que caracterizan como Loess en Bretaña (Anse du Verger, Francia, Canal de la Mancha). La secuencia analizada por estos autores presenta ciertas analogías con la que aflora en Punta Gallín: sobre la plataforma rocosa aparece un nivel de cantos redondeados sobre el que se asientan un paleosuelo, depósitos tipo *head* y finalmente los depósitos tipo loess, que al igual que en Punta Gallín (nivel II de Gadep-I-VII) también muestran grietas en su parte superior, que los autores consideran indicios de crioturbación. La fecha obtenida por Regnauld et al. (2003) mediante OSL para este nivel rico en limo es de 6400 ± 1000 años BP; aunque los autores afirman que la datación es correcta, sugieren que este depósito debe haber sido retrabajado, ya que la fecha sería muy reciente para la formación de un depósito tipo Loess, ya que asumen que este ha sido formado por transporte eólico. En cualquier caso, las fechas que proponen son bastante afines a las obtenidas para el nivel Sco1 (Figura 73) del depósito de Punta Gallín, que hemos asumido se trata de depósitos pleistocenos retrabajados por el mar en una posición distal. También puede destacarse que existen muy pocas evidencias de depósitos pleistocenos localizados bajo sistemas sedimentarios actuales, como es el caso del depósito bajo la playa de bloques que aflora en la ensenada GA-I (Gadep-I-IX); únicamente en el trabajo realizado por Coutard et al. (2006), hay una referencia a un nivel semejante, localizado bajo una playa y sobre una plataforma rocosa en el Valle de Saire (Francia), en el Canal de la Mancha.

CAPÍTULO 4
EVOLUCIÓN RECIENTE DEL SECTOR DE ESTUDIO: LA HUELLA DE
TORMENTAS DEL HOLOCENO RECIENTE EN EL REGISTRO
SEDIMENTARIO

En este capítulo se exponen la evolución reciente del sector de estudio y su dinámica actual enfatizando el papel de las tormentas en la dinámica de la playa de bloques. Se ha utilizado una combinación de métodos de sedimentología, geomorfología y edafología para estudiar la señal de tormentas ocurridas a lo largo del Holoceno reciente en el registro sedimentario. La secuencia estudiada presenta dos niveles de material grueso situados entre 2.8 y 3.5 m sobre el nivel de marea máxima astronómica. Las dataciones radiocarbónicas han revelado que la deposición de estos niveles se inició entre los años 1735-1590 cal. BP y ha continuado hasta la actualidad. El sistema de playa ha experimentado un cambio morfológico considerable tras el 1320-1230 cal. BP, cuando debió producirse un desplazamiento hacia el oeste de la playa y el retroceso del acantilado sedimentario en su sección oriental. Se ha interpretado que estos niveles de material grueso (gravas, cantos y bloques) fueron originados por un proceso de construcción de crestas de playa como consecuencia de un oleaje de tormenta, hecho que destaca la importancia de los eventos de alta energía en la construcción de secuencias sedimentarias en sectores de las costas rocosas atlánticas europeas en latitudes medias. Los cálculos realizados sobre el registro del oleaje en el sector de estudio han permitido inferir que serían olas largas tipo *swell* ($T_p > 11$ segundos) las responsables de la construcción de los niveles sedimentarios del techo de la secuencia estudiada. El estudio estadístico de datos de oleaje obtenidos mediante retroanálisis ha mostrado una correlación positiva entre el índice NAO de invierno (WNAO) y la altura media de ola mensual ($r=0.54$) y el período de pico medio mensual ($r=0.6$). Los resultados obtenidos indican la necesidad de reinterpretar este tipo de depósitos gruesos en el techo de secuencias sedimentarias, señalando la importancia que los eventos tormentos y las sinergias entre procesos presentes y pasados en la evolución reciente y la morfodinámica actual de los sistemas de costa rocosa.

4.1. Introducción. La señal de tormentas en depósitos de material grueso en costas rocosas.

Las costas rocosas sedimentarias actuales son ambientes hostiles que han sido notablemente negados por los sedimentólogos (Felton, 2002). A pesar de los avances que se han realizado en el campo de la sedimentología de costas rocosas (p.eg. Hansom, 2001; Felton, 2002; Felton y Crook, 2003; Sommerville et al., 2003; Blanco Chao et al., 2003; Noormets et al., 2004; Williams and Hall, 2004; Stephenson and Thornton, 2005; Felton et al., 2006; Hall et al., 2006, 2008; Kennedy et al., 2007; Hansom and Hall, 2009; Cruslock et al., 2010), el conocimiento sobre la respuesta de estos ambientes a los procesos costeros continua siendo deficitario (Stephenson, 2000; Felton 2002; Felton and Crook, 2003; Stephenson and Thornton, 2005; Dominey-Howes et al., 2006; Naylor et al., 2010). Sin embargo, los sedimentos actuales de las costas rocosas son extremadamente interesantes, ya que estos ambientes presentan una mayor resiliencia que las costas arenosas (Naylor et al., 2010; Paris et al., 2011), lo que permite estudiar los procesos costeros, en especial los de baja frecuencia y alta intensidad, en escalas temporales más largas. Las tasas de cambio lentas que caracterizan la dinámica de las costas rocosas, implican que la señal de acciones sedimentarias y/o erosivas originadas durante eventos de alta energía permanezcan en el sistema durante períodos temporales largos. Recientemente, la evidencia sedimentaria de sistemas costeros de alta energía (como las costas rocosas) ha sido objeto de numerosos trabajos de investigación, como por ejemplo (i) aquellos que han explorado la evolución y la morfodinámica de playas y barreras

periglaciales de material grueso (p.eg. Carter y Orford, 1993; Jennings et al, 1998; Orford et al, 2002; Blanco Chao et al., 2003) y (ii) o otros que estudian el comportamiento morfodinámico de las playas de material grueso (p. ej. Austin y Masselink, 2006; Jennings y Shulmeister, 2002). Una temática que recientemente ha recabado el interés de los investigadores es el estudio del registro sedimentario en costas rocosas de los eventos de alta energía (p. ej. Switzer and Burston, 2010; Felton and Crook, 2003; Hall et al, 2006), así como la búsqueda de criterios para distinguir si el origen de esos depósitos es un tsunami o una tormenta (p.eg. Nott, 1997; 2003b; 2004; Armes, 1996; Shigeno et al., 1997; Nichol y Carter, 1998; Nanayama et al., 2000; Williams and Hall, 2004; Kortekaas and Dawson, 2007; Morton, et al., 2008; Etienne y Paris, 2010; Switzer and Burston, 2010; Lorang, 2011). Un ejemplo de la importancia que han alcanzado en las últimas décadas los estudios de depósitos de costas rocosas para identificar eventos energéticos pasados es la publicación en mayo de 2011 del número especial en la revista *Marine Geology* titulado *Boulders as signature of storms in rock coasts* (Paris et al. 2011 (Eds.)). Esta línea de investigación, cuyo objeto son las costas rocosas, intenta responder a las siguientes cuestiones: (i) ¿son los sedimentos el resultado de un evento de alta energía? (ii) ¿qué tipo de ola es responsable del movimiento y deposición de esos sedimentos?. Sin embargo, el número de artículos que incluyen dataciones de los eventos así como la interpretación de la respuesta morfodinámica de los sistemas de costa rocosa ante los eventos de alta energía en términos de equilibrio y disponibilidad sedimentaria son escasos (p. ej. Haslett y Bryant, 2007; Tooley y Smith, 2005). Se debe citar, a modo de excepción el trabajo de Haslett y Bryant (2007) en el que han identificado varios depósitos de arena y grava (localizados en la costa Atlántica de Gran Bretaña, Bretaña e Irlanda occidental) como indicadores potenciales de eventos históricos (post-AD 1000) de alta energía, como olas de tormenta o tsunamis, remarcando el hecho de que los depósitos de grava, al contrario que los de material fino (como limos de marismas, arenas o dunas) sólo pueden ser explicados por la acción de un oleaje altamente energético.

Se ha sugerido que como consecuencia del efecto invernadero inducido por la actividad del hombre, es previsible un cambio en las próximas décadas en la frecuencia y la intensidad de las tormentas que afectan las costas atlánticas europeas (Lozano et al, 2004). Para alcanzar una mejor comprensión de los patrones presentes y futuros de la tormentosidad marina resulta especialmente interesante estudiar la magnitud y la frecuencia de las tormentas a lo largo del Holoceno (Tooley et al., 1997). En este capítulo final, se ha pretendido estudiar la señal de eventos de tormenta en el registro sedimentario del sector de estudio; se exponen así los resultados del análisis de las capas sedimentarias del techo de la secuencia de Punta Gallín, cuyo estudio ha permitido trazar las fases evolutivas del sector a lo largo del Holoceno reciente, haciendo un énfasis especial en: (i) el papel de los eventos de tormenta en la dinámica de las costas rocosas, (ii) las sinergias entre los procesos pasados y presentes, (iii) la relación entre la tormentosidad y los períodos climáticos definidos para el Holoceno.

4.2. Características de la secuencia sedimentaria estudiada. GAdep-I-X

En este capítulo se exponen los resultados obtenidos del análisis de los sedimentos correspondientes a los niveles superiores del depósito GA-I y que aparecen en el centro de la ensenada Gallín-I (Figuras 121 y 122). Esta secuencia sedimentaria se compone de dos capas (VIII y X, figura 123; Sc1 y Sc3, Figura 73) de gravas y cantos redondeados a subredondeados

separados por una capa intermedia (IX) en la que predomina el material fino (arenas y limos) y gravas finas y medias subangulares matriz soportadas. En las capas inferior (VIII) y superior (X) se han identificados ejemplares aislados de malacofauna marina (*Brittium reticulatum*, *Nassarius* sp., *Gibulla* sp., *Patella intermedia*, *Mytilus galloprovincialis*) y varios clastos de estos niveles muestran marcas de litófagos. El nivel VIII se extiende desde la sección oriental del depósito al central, presenta una potencia variable de 20-30 cm y su base desciende en elevación sobre el nivel de marea alta astronómica desde 3.5 m en el sector oriental hasta 2.8 m en el centro de la ensenada. El nivel X sólo aflora en la sección central, tiene una potencia variable de 20-25 cm y su base se encuentra a 3.11 m sobre el nivel de marea alta astronómica.

Tabla 42. Descriptivas edafológica de los niveles sedimentarios del depósito GAdep-I-X

Nivel X (0-30 cm)	Suelo actual. Color en seco: 10YR 3/2; Color en húmedo: 10YR 2/2. Arenoso limoso. Estructura granular muy débil con abundantes gravas subangulares a subredondeadas finas y medias. Consistencia en seco: débil; consistencia en húmedo: muy friable; No plástico, no adherente. Algunos poros finos. Raíces finas abundantes
Nivel IX (30-42 cm)	Suelo actual. Color en seco: 10YR 4/2; Color en húmedo: 10YR 2/2. Areno-limoso. Estructura en bloques subangulares finos a medios con algunas gravas subangulares finas a medias. Consistencia en seco: débil; consistencia en húmedo: muy friable; ligeramente plástico, ligeramente adherente Raíces finas poco abundantes
Nivel VIII (42-60 cm)	Color en seco: 10YR 4/2 a 10YR 4/3; Color en húmedo: 10YR 2/2. Areno-limoso. Estructura granular muy débil con gravas finas a gruesas muy abundantes. Consistencia en seco: muy débil; consistencia en húmedo: muy friable; ligeramente plástico y adherente

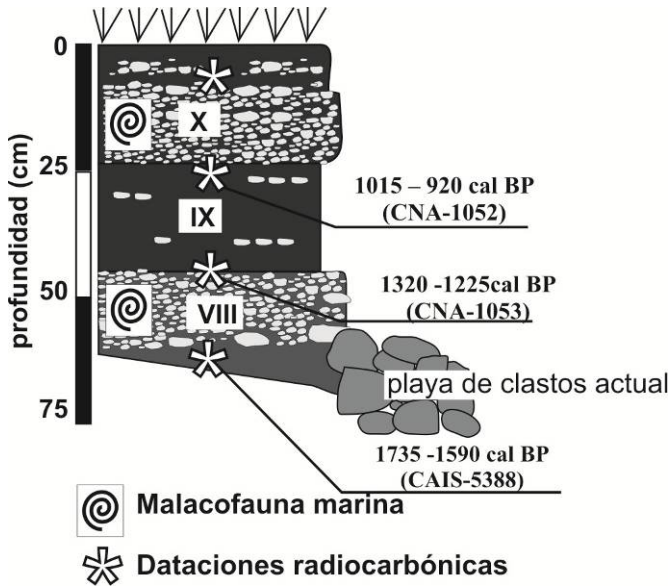


Figura 121. Representación esquemática de los niveles sedimentarios de la secuencia GAdep-I-X.



Figure 122. Localización de la secuencia estudiada Gadep-I-X

4.3. Metodología

4.3.1. Análisis sedimentario

La secuencia Gadep-I-X fue muestreada en el sector central de la ensenada. Se limpió el frente del paleoacantilado abriendo una zanja de 20 cm de profundidad. Las muestras fueron tomadas cada 5 cm, obteniéndose un total de 12 muestras, a las que se aplicaron las mismas técnicas sedimentológicas y geoquímicas que a las secuencias descritas en el capítulo 3 de esta memoria. Dada la importancia de la fracción gruesa en los niveles X y VIII de esta secuencia, la fracción superior a 2 mm fue tamizada en seco en un juego de tamices con aperturas entre 2 y 250 mm. El contenido en arcilla y limo se obtuvo mediante el uso del Mastersizer 2000 (Malvern) tras la previa eliminación de la materia orgánica por adición de H_2O_2 .

En esta secuencia se han realizado cuatro dataciones radiocarbónicas (Tabla 37) con las que pretendíamos definir la edad de los principales cambios morfo-sedimentarios registrados en la secuencia, y por lo tanto las muestras datadas corresponden a los límites de los niveles sedimentarios identificados en la secuencia. Estas dataciones se han realizado sobre muestras de suelo siguiendo la metodología detallada en el apartado 3.5.7 del capítulo 3 de la presente memoria. La muestra superior resultó ser moderna, de modo que solo se obtuvieron tres fechas, que son las Gadep-X-1T, Gadep-X-1B y GAdep-I-VII-BC1 (Tabla 37, Figuras 121 y 73).

4.3.2. Estimación del tipo de ola necesario para construir los niveles sedimentarios gruesos de Gadep-I-X.

Los clastos gruesos que aparecen en posiciones elevadas en sectores de costa rocosa son hitos geomorfológicos de gran importancia que pueden reflejar la existencia de eventos de alta energía (Paris et al., 2011). Por este motivo, en los últimos años, ha habido varios intentos de calcular el tipo de ola necesario para la deposición de estos clastos, ya que estos cálculos

podrían revelar la intensidad de paleo tormentas o tsunamis. Nott (2003a) ha desarrollado un conjunto de 3 ecuaciones para predecir la altura de ola mínima que se necesita para iniciar el movimiento de un clasto de gran tamaño (p. ej. un canto o un bloque); estas ecuaciones se basan en las características físicas del clasto (tamaño, forma y densidad) y cada una de ellas está diseñada para una condición de localización de los clastos previa al transporte (*pre-transport settings*): (i) clastos sumergidos, (ii) subaéreos o (iii) delimitados por fracturas. Varios trabajos han aplicado esas ecuaciones a diferentes casos de estudio para (i) estimar la altura de ola necesaria para iniciar el movimiento de bloques identificados en posiciones elevadas y que potencialmente habrían sido movilizados y desplazados durante eventos de tormenta (p. ej. Etienne y Paris, 2010; Switzer y Burston, 2010; Williams y Hall, 2004) o bien para (ii) determinar si los clastos han sido movilizados por olas de tormenta (altas) o tsunamis (olas largas) (p. ej. Nott, 1993b, 2004; Scheffers y Kelletat, 2006; Scicchitano et al., 2007; Mastronuzzi et al., 2007; Bryant y Haslett, 2007; Switzer y Burston, 2010). Sin embargo, las ecuaciones desarrolladas por Nott (2003a) no aportan ninguna información en cuanto a los procesos deposicionales y de transporte (Etienne y Paris, 2010), que presuponemos complejos, sino que se basan principalmente en las propiedades físicas de los clastos (tamaño, forma y densidad). Siguiendo la línea de los trabajos mencionados, hemos aplicado la ecuación desarrollada por Nott (2003a) para el caso de clastos subaéreos, es decir que forman parte de material suelto y no están sumergidos (Ecuación 5), a los clastos de mayor tamaño identificados en los niveles sedimentarios VIII y X (Tabla 43).

$$H_s \geq \frac{(\rho_s - \rho_w / \rho_w)[2a - 4C_m(a/b)(\ddot{u}/g)]}{C_d \left(\frac{ac}{b^2} \right) + C_1} \quad (5)$$

donde C_m =Coeficiente de masa; C_d =coeficiente de fricción; \ddot{u} = aceleración instantánea del flujo; g = aceleración de la gravedad; ρ_s = densidad del clasto; ρ_w =densidad del agua.

Tabla 43. Datos utilizados de los clastos de mayores dimensiones en los niveles sedimentarios VIII y X utilizados en la ecuación 5. C_l =coeficiente de sustentación; C_m =coeficiente de masa; C_d =coeficiente de fricción; \ddot{u} = aceleración instantánea de flujo; g = aceleración de la gravedad; ρ_s = densidad del bloque; ρ_w =densidad del agua.

Nivel	Tipo de roca	eje a (cm)	eje b (cm)	eje c (cm)	C_l	C_m	C_d	ρ_w (g/ml)	ρ_s (g/cm ³)	\ddot{u} (m/s)	g	H_s (m)
VIII	Cuarcita	0.49	0.36	0.12	0.178	2	2	1.025	2.8	1	9.81	1.56
X	Cuarcita	0.35	0.34	0.10	0.178	2	2	1.025	2.8	1	9.81	1.55
Cliff top	Cuarcita	0.28	0.2	0.06	0.178	2	2	1.025	2.8	1	9.81	0.96
Cliff top	Cuarcita	0.39	0.25	0.13	0.178	2	2	1.025	3.6	1	9.81	1.88
Cliff Top	Cuarcita	0.4	0.33	0.11	0.178	2	2	1.025	3.6	1	9.81	2.03

Los resultados de la aplicación de la ecuación (5) apuntan a que se necesita una ola mínima de $H_s = 1.56$ m en rompiente para iniciar el movimiento del clasto de mayor tamaño en los niveles VIII y X. De acuerdo a los resultados de la ecuación (5), un amplio rango de combinaciones H_s - T_m pueden generar alturas de rompiente de $H_s = 1.56$ m; aunque es importante tener en cuenta que tal y como se ha mencionado anteriormente, en el capítulo 2

de esta memoria, sólo las olas inferiores de $H_s = 1.5$ m rompen directamente sobre la plataforma. Las ecuaciones de Nott (2003a) son muy sensibles a la forma de los clastos (dada por la relación geométrica entre los ejes a, b y c), ya que las fuerzas necesarias para movilizar un bloque están estrechamente relacionadas con su espesor (Bryant, 2001). Por otro lado, estas ecuaciones sólo estiman la altura de ola necesaria para iniciar el movimiento, pero no aportan ninguna información acerca del tipo de ola que sería capaz de arrojar los clastos hasta una determinada altura y/o distancia. Parámetros que determinan el tipo de ola, como el periodo, las características de la playa y la plataforma, como la pendiente, no se consideran en las ecuaciones de Nott (2003a), que además no proporcionan información sobre el tipo de procesos deposicionales y de transporte, ya que la distancia, altura y peso de los clastos no se integran en la ecuaciones (Etienne y Paris, 2010). Además, la aplicabilidad de estas ecuaciones es limitada en este proyecto para inferir el tipo de oleaje necesario para transportar los clastos desde la playa hasta el techo del acantilado sedimentario; y esto porque las ecuaciones se aplican a clastos individualizados, mientras los clastos del sector de estudio forman parte de una playa. Lorang (2010) ha destacado recientemente que si bien la ecuación de Nott (2003a) puede ser aplicada en el caso de bloques subaéreos, los valores obtenidos para depósitos del tipo *cliff-top*⁵ no serán relevantes, ya que la altura crítica se determina desde la superficie sumergida, pero no desde el nivel medio del mar. Este mismo autor (Lorang, 2002) desarrolló una ecuación (6) que permite predecir la altura de la cresta de una playa de clastos. La base de esta ecuación reside en el hecho de que la elevación a la cual las olas pueden apilar el material sedimentario es una función del tamaño y la densidad del material en relación a los componentes hidráulicos de la velocidad del *swash*, la frecuencia de ola y la altura del *run-up* (Lorang, 2002):

$$h_c = \frac{1}{2} \left(\frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_w} \right) \left(\frac{gTD_i \tan \theta}{C_d U_{max}} \right) \quad (6)$$

donde ρ_s es la densidad de los clastos, ρ_w es la densidad del agua (1.023 g/ml), g es la aceleración de la gravedad (9.81 m/s²), T es el periodo de ola, D_i el tamaño del clasto, $\tan \theta$ es la pendiente de la playa, C_d es un coeficiente de fricción en relación al tamaño de clasto y el *run-up* y U_{max} es la máxima velocidad de *swash*. La altura de ola significativa es introducida en la ecuación para obtener el coeficiente de fricción y la velocidad de *swash* máxima.

La altura máxima de una cresta de playa es función de la intensidad de la tormenta así como de las características y de la disponibilidad del sedimento. (Lorang, 2002; Orford, 1977; Sherman, 1991; Forbes et al., 1995; Orford et al., 1996). Los resultados de los análisis sedimentarios, que se explican más adelante, han permitido interpretar que los niveles X y VIII son el resultado de un proceso de formación de crestas de playa, y ya que conocemos su

⁵ Se denomina depósitos o *cliff-top* o *cliff-top storm deposits* a aquellos clastos aislados o que forman parte de depósitos que aparecen en el techo de acantilados, sobre la actual línea de marea alta, a elevaciones que pueden alcanzar los 50 m y que se supone que han sido depositados por olas de tormenta.

elevación sería posible determinar la altura y el periodo de las olas responsables de la formación de estos niveles aplicando la ecuación (6) diseñada por Lorang (2002). Para obtener la altura de las crestas y la pendiente de la playa de cantos actual hemos utilizado una estación total Leica TC307 con la que se ha determinado la elevación cada uno de los niveles sedimentarios (Tabla 44) de la secuencia Gadep-I-X. La densidad de los clastos se determinó midiendo la masa de cinco clastos y el volumen de agua desplazada, lo que resultó en un valor de 2883 kg/m^3 . Los parámetros sedimentarios (D_{50} and D_{\max}) de las crestas se estimaron a partir de muestras de los niveles VIII y X tomadas en la sección central de la ensenada. Los datos de oleaje se han obtenido del registro de la boya de Estaca de Bares (1996-2009) y los datos referentes a las mareas del mareógrafo de Gijón. Ambas bases de datos forman parte de la red oceanográfica de Puertos de Estado (Banco de datos Oceanográficos. Puertos del Estado. Ministerio de Fomento) (Figura 123; Tabla 44). A partir de estos datos se probaron varias combinaciones Hs-Tm para identificar aquellas que puedan dar lugar a la deposición de los clastos en los niveles considerados crestas de playa. La elevación mareal empleada en los cálculos ha sido 4.70 m, lo que corresponde a la altura de la pleamar media viva observada registrada por el mareógrafo de Gijón; el valor para la pendiente de playa se ha asumido que sería similar al de la playa actual.

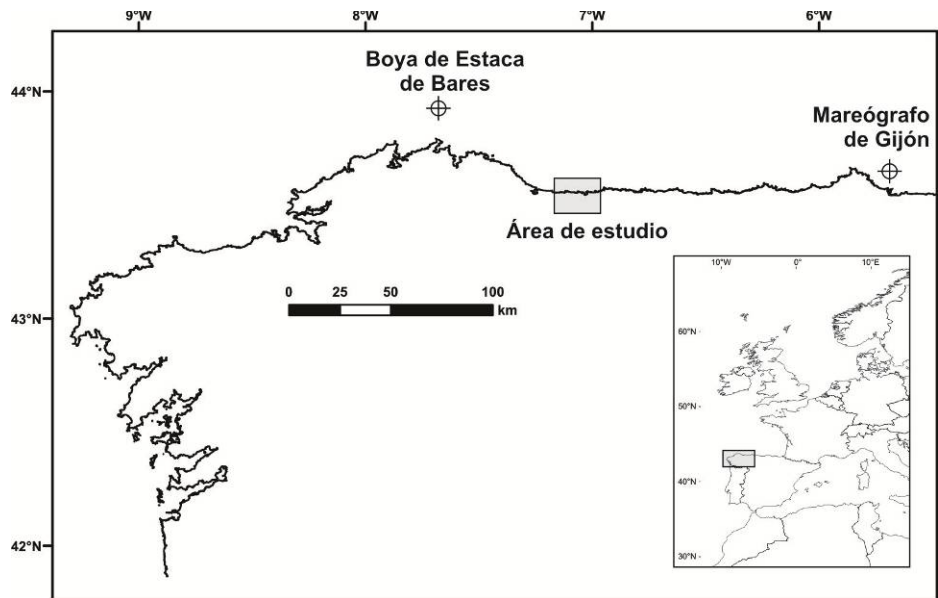


Figura 123. Localización del mareógrafo de Gijón, de la boya de Estaca de Bares y del punto SIMAR a los que corresponden las bases de datos de oleaje utilizadas en esta investigación.

Tabla 44. Datos utilizados en la ecuación (6).

	Elevación sobre el nivel de marea máxima astronómica (m)	Hs (m)	T (segundos)	Tan ϑ	D_{50}	D_{\max}
Nivel VIII	3.2	6 – 11	7 – 12	0.19	0.044	0.11
Nivel X	3.5	6 – 11	7 – 12	0.19	0.054	0.15

4.4. Resultados y Discusión

4.4.1. Interpretación de los datos obtenidos en el análisis sedimentario.

Los datos obtenidos en los análisis sedimentarios han permitido distinguir tres niveles en la secuencia Gadep-I-X (Figura 124). Los niveles superior (X) e inferior (VIII) presentan un mayor contenido en grava (fracción > de 2 mm), que el nivel IX, en el que entre 30-47 cm se identifica un incremento en arena y limo frente al descenso en grava. Los niveles VIII y X son clastosoportados, con gravas y cantos redondeados a subredondeados bien clasificados. La arena en el nivel IX está pobremente a moderadamente clasificada; en este nivel aparecen también gravas pero mucho menos abundantes que en los otros dos niveles y en general muestran un redondeamiento menor, pudiendo clasificarse como subredondeadas y subangulosas. El contenido en limo y arena presenta una cierta variación vertical en la secuencia, incrementándose cuando el contenido en grava desciende; por su parte, el contenido en arcilla es muy bajo en todas las muestras, si bien muestra un ligero incremento desde los 25 cm de profundidad hasta la base de la secuencia.

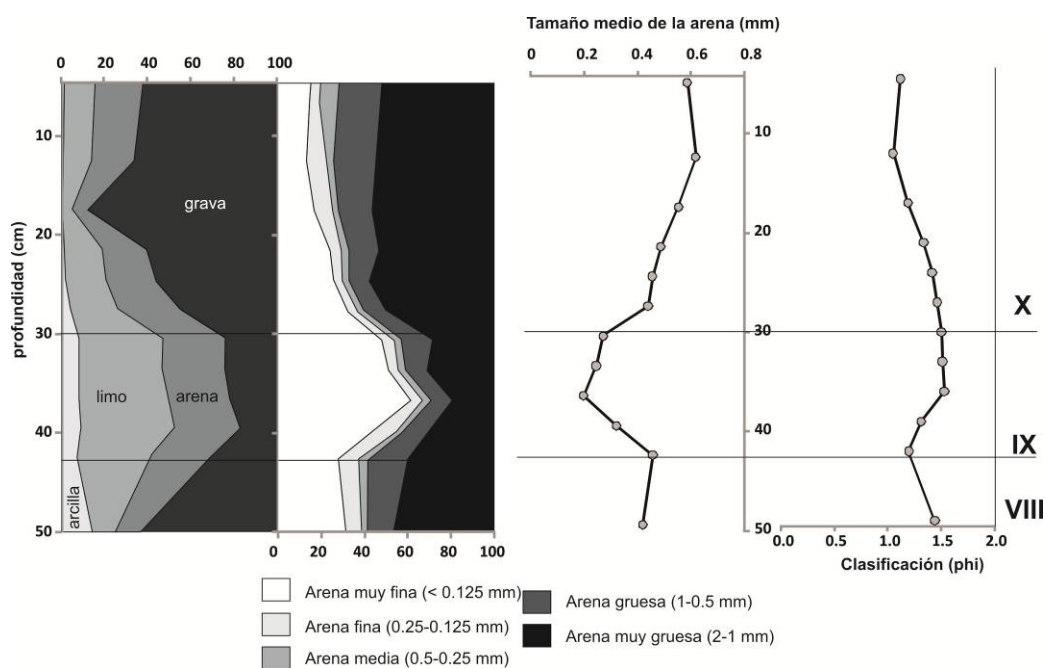


Figura 124. Datos granulométricos de la secuencia Gadep-I-X.

Los valores del pH, tanto en agua como en cloruro potásico (Figura 125) son elevados (6.30-7.02, Figura 125), posiblemente como resultado de la disolución de CO_3Ca biogénico (es decir, de cochas de gasterópodos marinos). El máximo contenido en C ocurre en la muestra superior (nivel X: 78-120 g kg^{-1} ; Figura 126), y desciende rápidamente en profundidad hasta valores entre 40-50 g kg^{-1} en los niveles VIII y IX (Figura 126). Los valores de C muestran una correlación elevada con el contenido en LOI ($r^2=0.96$) y N ($r^2=0.99$), cuyas concentraciones en la secuencia oscilan entre 3.4-8.6 g kg^{-1} . Esto resulta en una relación C/N más elevada en la muestra superior (C/N=15.0), lo que refleja la entrada de materia orgánica actual derivada de la descomposición de la vegetación de la superficie, mientras los valores más bajos de esta relación se observan en las muestras subsuperficiales (11.6-12.9).

Las concentraciones de Al y Fe extraídos en oxalato NH_4 y pirofosfato Na (Figura 127) son bajas; El Alp y el Fep siguen patrones de variación vertical semejantes a las descritas por el Alo y el Feo, excepto en el caso de la muestra superficial ($r^2=0.91$, $r^2=0.77$) (Figura 127). Las relaciones Alo/Alt (Alot) y Feo/Fet (Feot) muestran un incremento general en profundidad con valores bajos en el nivel X, que se incrementan progresivamente en el nivel IX hasta su máximo a unos 40 cm de profundidad, y muestran un descenso somero en el VIII. Ambas relaciones están intensamente correlacionadas entre ellas y relacionadas inversamente con el contenido en grava ($r^2=0.82$) ($r^2=0.64$). La relación Feo/Fet muestra valores superiores que la Alo/Alt, ya que el Fe aparece en minerales más fácilmente alterables; mientras que el Al liberado por procesos de alteración está preferentemente relacionado con la materia orgánica (razones Alp/Alo 0.56-1). En todas las muestras la razón molar Alp/Fep es >1 , lo que indica que el Al es el metal que determina la estabilización de la materia orgánica; el Fe es retenido en parte por la materia orgánica, aunque una proporción significativa de Fe reactivo parece estar precipitado en forma de oxihidróxidos (50-75%).

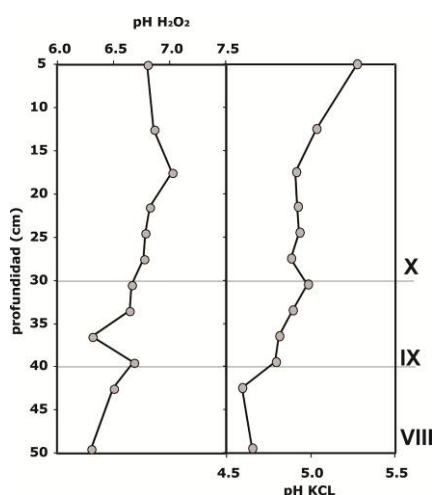


Figure 125. Variación vertical del pH en agua y KCl en Gadep-I-X

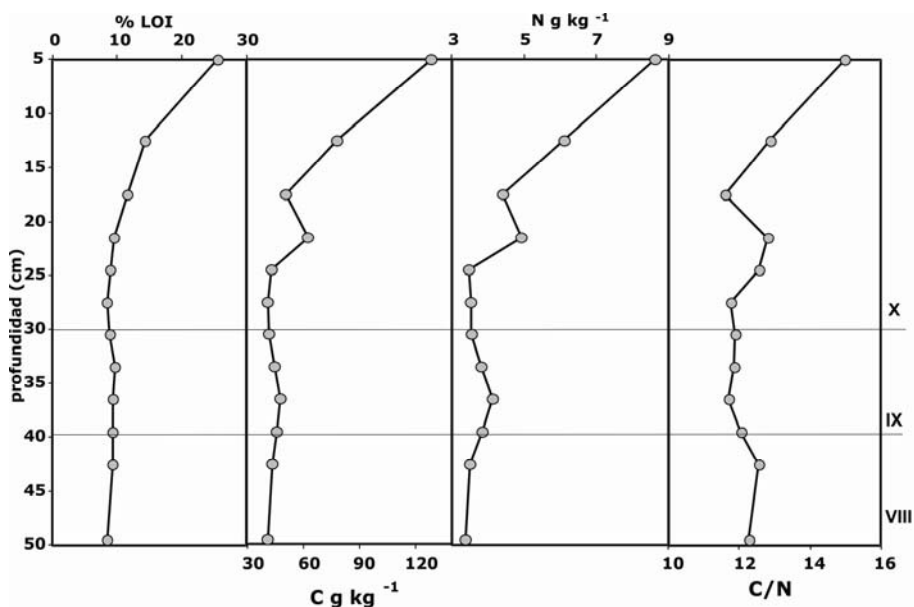


Figura 126. Variación vertical en el contenido en LOI, C, N y relación C/N en Gadep-I-X.

La variación vertical del contenido en Si, Al, Fe, Ti, K, S, Ca, Rb, Sr, Zr, Nb, Y, Th, Mn, Cr, Ni, Cu, Zn, Pb, As, Br y Cl se muestra en las figuras 128, 129, 130 y 131. las concentraciones de estos elementos varían entre: Si 25.6-31.9 %; Al 5.0-8.8 %; Fe 1.7-2.4 %; Ti 0.3-0.5; K 1.8-2.2 %; S 0.7-2.1%; Ca 0.1-0.4 %; Rb 62.7-101.1 μmg^{-1} ; Sr 39.1-47.5 μmg^{-1} ; Zr 242.1-357.0 μmg^{-1} ; Nb 5.5-12 μmg^{-1} ; Y 14.1-22.5 μmg^{-1} ; Th 2.4-8.2 μmg^{-1} ; Mn 166.8-213 μmg^{-1} ; Cr 13.0-68.6 μmg^{-1} ; Ni 2.6-22.4 μmg^{-1} ; Cu 5.4-8.9 μmg^{-1} ; Zn 16.6-43.0 μmg^{-1} ; Pb 10.6-21.2 μmg^{-1} ; As 8.9-14.1 μmg^{-1} ; Br 103.3-221.9 μmg^{-1} ; Cl 691.5-1217.3 μmg^{-1} .

Los valores medios de las concentraciones de estos elementos en la secuencia han sido: Si 28.5 % ± 0.65 ; Al 7.3 % ± 0.33 ; Fe 2.1 % ± 0.06 ; Ti 0.4 ± 0.01 ; K 2.0 % ± 0.03 ; S 1.1% ± 0.1 ; Ca 0.1% ± 0.03 ; Rb 86.1 μmg^{-1} ± 4.05 ; Sr 42.0 μmg^{-1} ± 0.61 ; Zr 303.8 μmg^{-1} ± 9.48 ; Nb 10.0 μmg^{-1} ± 0.61 ; Y 18.9 μmg^{-1} ± 0.88 ; Th 5.9 μmg^{-1} ± 0.58 ; Mn 192.5 μmg^{-1} ± 4.46 ; Cr 46.3 μmg^{-1} ± 3.98 ; Ni 10.7 μmg^{-1} ± 1.64 ; Cu 7.2 μmg^{-1} ± 0.3 ; Zn 25.4 μmg^{-1} ± 2.48 ; Pb 16.5 μmg^{-1} ± 0.93 ; As 11.8 μmg^{-1} ± 0.55 ; Br 166.8 μmg^{-1} ± 11.44 ; Cl 960.1 μmg^{-1} ± 54.58 .

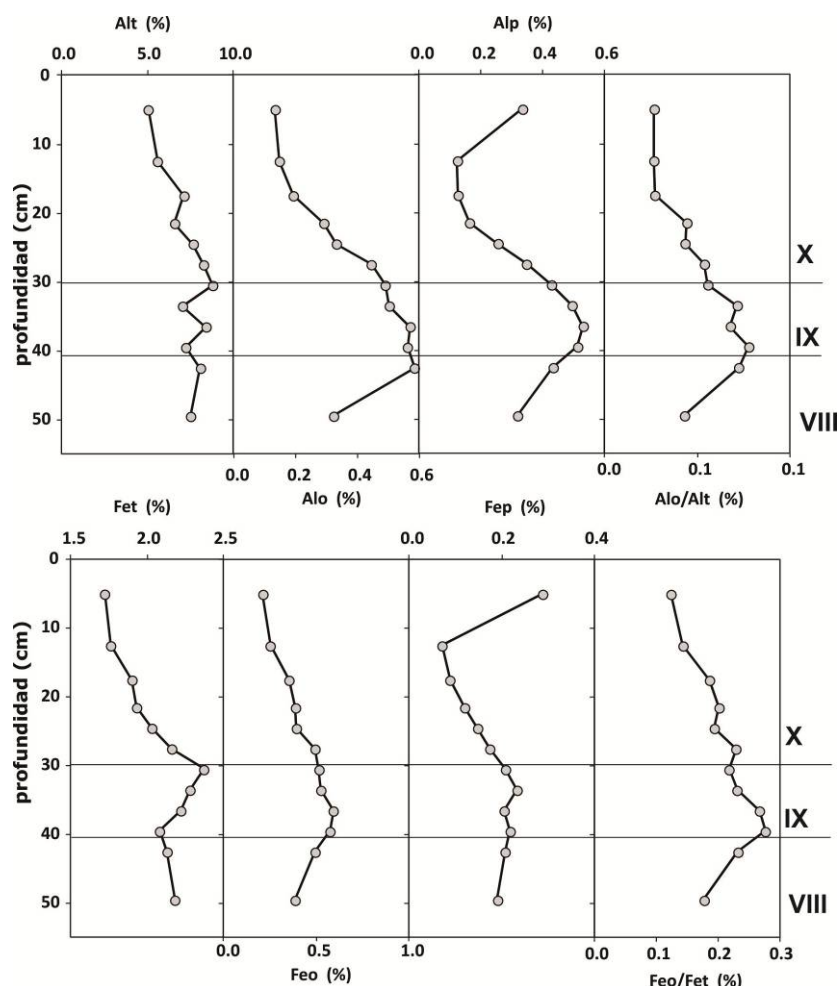


Figure 127. Variación vertical del Al y el Fe extraídos y las relaciones Alo/Alt y Feo/Fet ratios en Gadep-I-X.

La mayor parte de los elementos medidos muestran una gran variabilidad en la secuencia y las correlaciones entre ellos no son obvias. El Si, Al y el Fe muestran patrones de variación vertical similares y muestran un incremento desde el techo de la secuencia a la base del nivel IX donde sus concentraciones muestran un descenso mantenido en el nivel VIII. El Ca,

el S y el Sr muestran un comportamiento similar entre ellos, con un descenso marcado desde el techo a la base del nivel X y valores estables en los niveles subyacentes (IX y VIII); las concentraciones elevadas de Ca y Sr en las muestras superiores de la secuencia podrían estar relacionadas con la presencia de fragmentos de malacofauna marina en el nivel superior (X). El Nb, el Rb, el Br y el Y muestran un incremento desde el techo de la secuencia hasta techo del nivel VIII, donde los valores se estabilizan y no muestran variaciones destacadas hasta la base de la secuencia.

Los datos geoquímicos pueden ser interpretados en términos de estabilidad y evolución edafogénica, de modo que estos datos han permitido distinguir fases en los que predominaron los procesos geomorfológicos erosivos y/o deposicionales y fases en las que dominan los procesos edáficos y que por lo tanto son estables desde el punto de vista de los procesos morfológicos. Los niveles VIII y X parecen corresponder a eventos más activos o energéticos que el IX, y a pesar de que las dataciones radiocarbónicas indican que el nivel IX se formó en 310 años, este período parece haber sido suficientemente estable como para que se hayan desarrollado propiedades edáficas (como la alteración de minerales, la formación de fases minerales secundarias o la formación de complejos organometálicos)

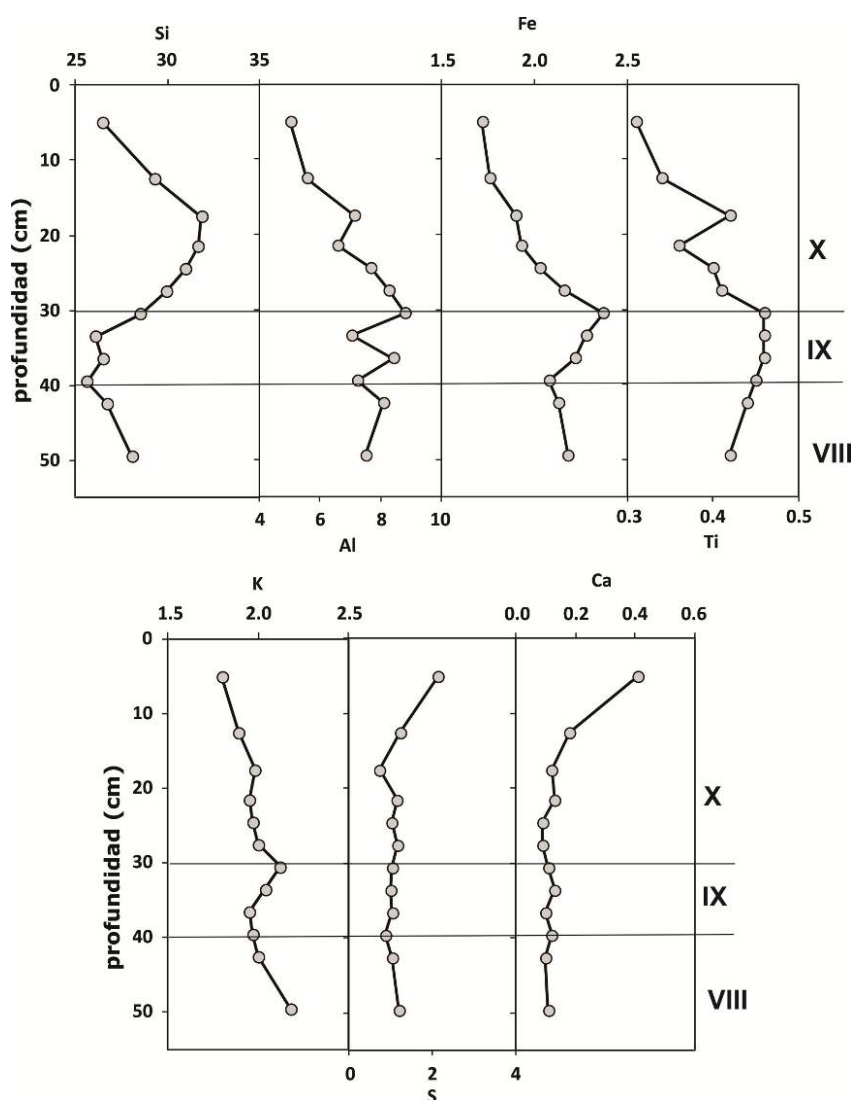


Figura 128. Variación vertical de los elementos mayores en Gadep-I-X (%)

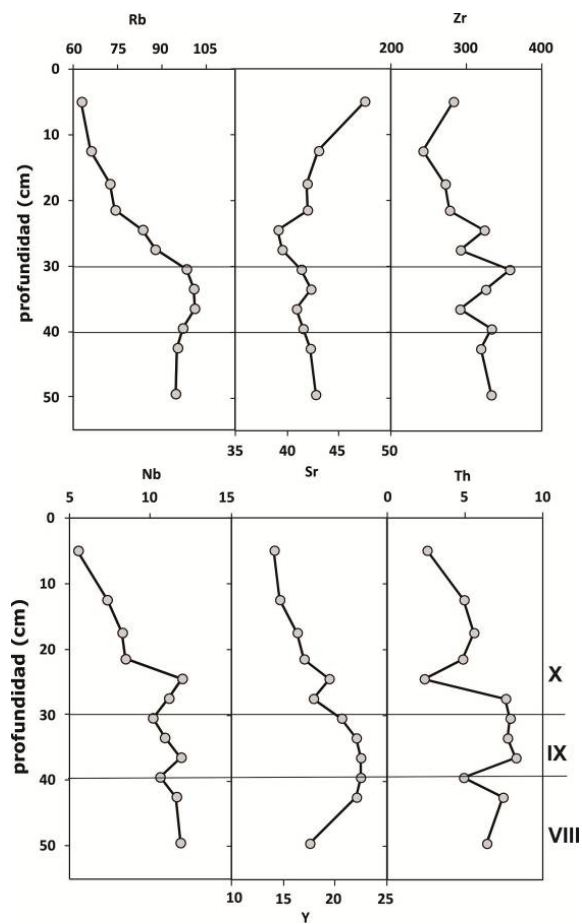


Figura 129. Variación vertical de los elementos traza litogénicos en Gadep-I-X ($\mu\text{g g}^{-1}$)

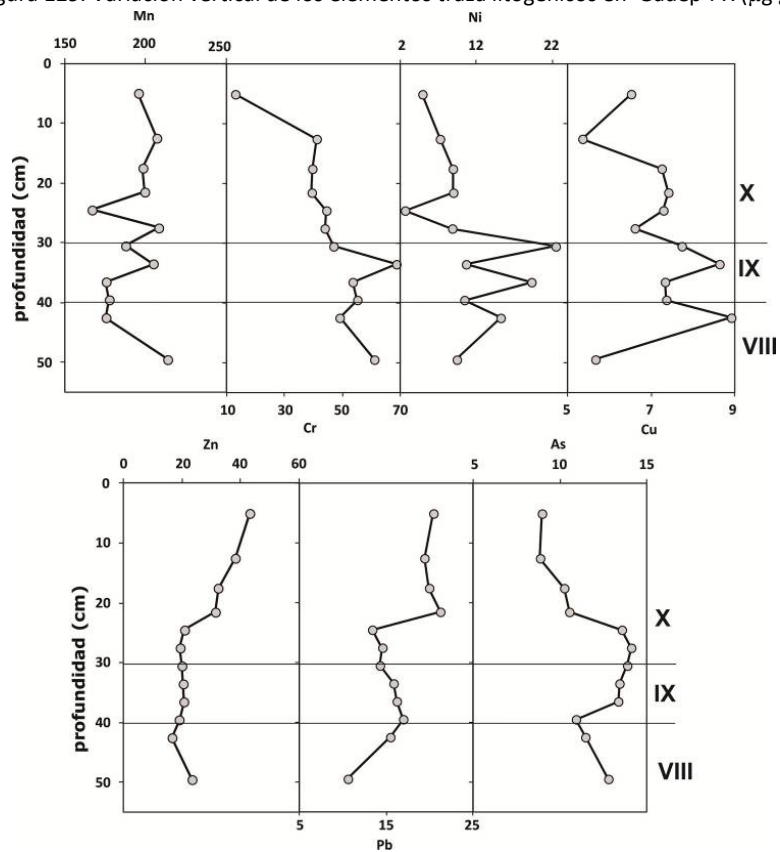


Figura 130. Variación vertical de los elementos traza metálicos y el As en Gadep-I-X ($\mu\text{g g}^{-1}$)

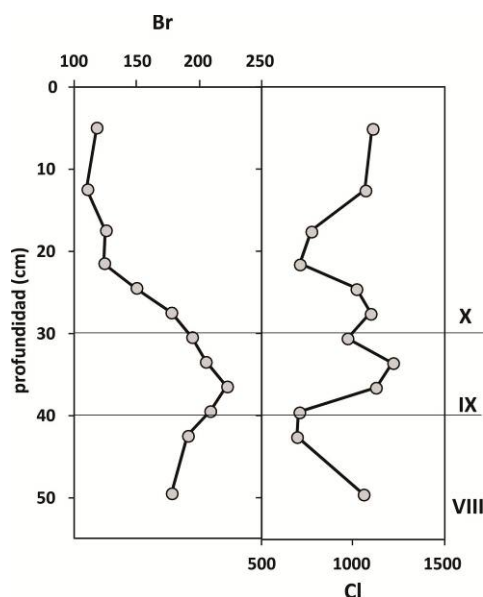


Figura 131. Variación vertical de los halógenos Cl y Br y Gdep-I-X ($\mu\text{g g}^{-1}$).

4.4.2. Interpretación del resultado de la aplicación de la ecuación de Lorang (2002).

Los resultados obtenidos de la aplicación de la ecuación (6) sugieren que un rango muy estrecho de posibles combinaciones Tm-Hs sería capaz de generar el *run-up* necesario para depositar los clastos (del tamaño identificado) a las elevaciones de los niveles sedimentarios VIII y X de la secuencia Gdep-I-X. La base de la unidad X se encuentra a 3.2 m sobre el nivel de la pleamar viva media observada. Para depositar clastos de los tamaños observados en el nivel VIII se requiere una ola de altura significativa mínima de 6 m con un período medio asociado de 11 segundos que lleguen durante el momento de la máxima marea alta. Según el registro de oleaje de la boya de Estaca de Bares (1996-2009) las olas de altura significativa igual o superior a 6 m y de período medio igual o superior a 11 segundos suponen un 1.89 % del registro total. Para la construcción del nivel superior de la secuencia (nivel X, que se encuentra a una elevación de 3.51 m sobre el nivel de la pleamar viva media observada), serían necesarias olas de altura significativa igual o superior a 8 m y período medio igual o superior a 11 segundos, lo que representa una frecuencia del 1.84 % del registro del oleaje.

Durante los cuatro años (2007-2011) en los que se realizó un seguimiento del sector estudio se registró un único evento de deposición de clastos en el techo de la secuencia sedimentaria (Figura 134). Entre los días 9 y 13 de marzo de 2008, olas de altura significativa superior a 3 m se mantuvieron durante 90 horas; la altura significativa y el período medios para la tormenta fueron de 5.9 m and 8.5 segundos respectivamente, y la altura de ola máxima alcanzó los 19.7 m, con un período de pico asociado de 16.47 segundos. La elevación mareal máxima durante la tormenta fue de 5.09 m. Las olas alcanzaron y sobrepasaron el techo del acantilado sedimentario a 3.6 m sobre el nivel de marea máxima astronómica y depositaron numerosos clastos de hasta 20 cm (eje b). Las características de las olas correspondientes a la tormenta de marzo de 2008 encajan muy bien con las predicciones realizadas con la ecuación (6), ya que se registraron olas de altura superior a 8 m y períodos superiores a 11 durante 14

horas consecutivas entre el 10 y el 11 de marzo. Durante siete horas el día 10 y cuatro horas el día 11 el *run-up* alcanzaría su máxima elevación, por encima del nivel sedimentario X.



Figura 132. Clastos transportados a hasta el techo del acantilado sedimentario durante el evento de tormenta de 2008

Durante la tormenta de marzo de 2008, las células de bajas presiones se mantuvieron a una latitud por encima de los 50 ° N, lo que explica que las olas empujadas hacia el norte de la Península Ibérica hayan presentado períodos muy largos, con un incremento de la altura de ola cuando la célula de bajas presiones se desplazó hacia el sur durante los días 10 y 11 (Figuras 133 y 134). Las características de la tormenta de Marzo de 2008 sostienen los resultados de los cálculos realizados con la ecuación (6). Es importante señalar, sin embargo, que durante esta tormenta, no se depositaron clastos en la sección oriental del paleoacantilado, donde la playa de bloques no existe actualmente y donde por lo tanto no habría ni una rampa que facilitara el *run-up* ni tampoco sedimentos para desplazar; lo que confirma que la pendiente de la playa es un requisito indispensable que influencia la entrada, transporte y deposición de los sedimentos.

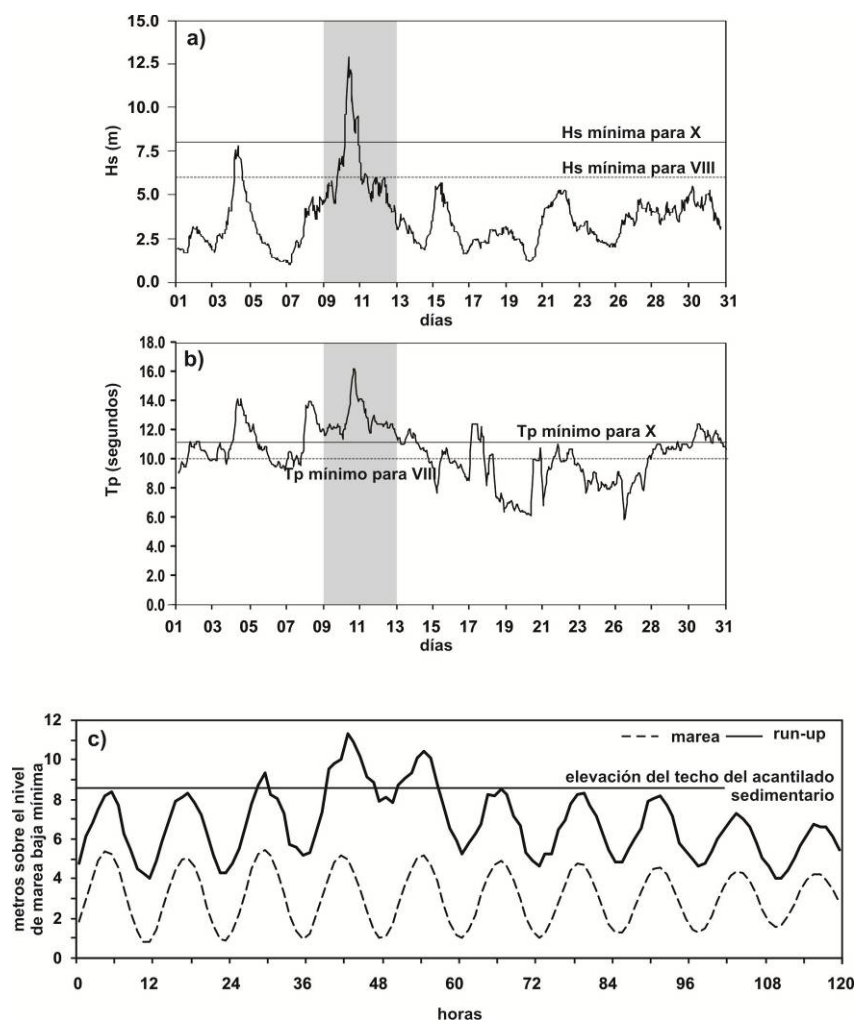


Figura 133. Altura de ola significativa (a) y período de pico (b) durante el mes de marzo de 2008. La franja coloreada en gris marca la tormenta de los días 9 a 13; (c) es el *run-up* calculado.

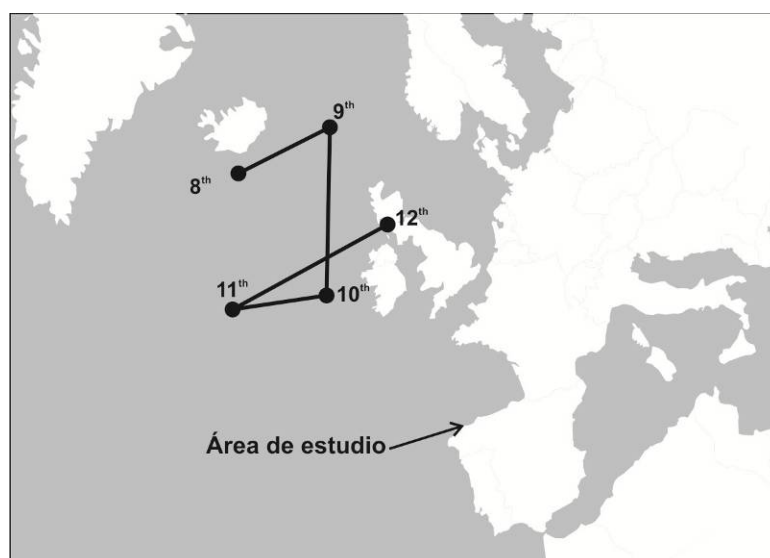


Figura 134. Posición de los centros de bajas presiones (presión atmosférica media de 961 Hpa) durante la tormenta de marzo de 2008.

4.5. Discusión: Evolución del sector de estudio durante el Holoceno reciente.

La interpretación de los datos sedimentológicos y geoquímicos obtenidos en los sedimentos de la secuencia Gadep-I-X ha permitido trazar la evolución morfodinámica del sistema acantilado sedimentario-playa de cantos pero además, ha proporcionado evidencias de la existencia de cambios significativos en el sector de estudio en los últimos 1600 años (Figuras 135 y 136) que parecen relacionarse con cambios en el ambiente morfosedimentario como consecuencia de variaciones combinadas en la disponibilidad de sedimento y en la energía de ola. Los datos sedimentarios y geoquímicos y la presencia de malacofauna marina sostienen que la secuencia Gadep-I-X es el resultado de un proceso de acreción de crestas de playa, con dos períodos caracterizados por la deposición de sedimentos gruesos (gravas, cantos y bloques) y conchas de gasterópodos marinos (niveles VIII y X), y que se interpretan como períodos de mayor intensidad del oleaje. Entre esos dos niveles de material grueso, la presencia de un nivel rico en material orgánica y con predominio de material fino (arenas, limos y arcillas) que ha sido interpretado como un período menos energético desde el punto de vista del oleaje. Los datos geoquímicos han confirmado también evidencias de estabilización y pedogénesis tras la deposición de los niveles VIII y IX y anterior a la deposición del nivel X. El incremento en profundidad del contenido en arcilla, así como de la proporción de formas secundarias de Fe y Al y las formación de complejos organometálicos son procesos pedogénéticos típicos de los epipedones de suelos ácidos que sugieren la estabilización de la cresta de playa superior.

Durante el estadio regresivo del último período glacial, la ensenada de Punta Gallín debió estar rellena con material de origen continental originado en sus pendientes occidentales y orientales; este material fosilizaría las geoformas costeras y la playa originada durante la transgresión precedente. Este proceso es semejante al descrito anteriormente en varios sectores de la costa noroccidental de la Península Ibérica (Blanco Chao et al., 2003). La topografía de la rasa limita la entrada de sedimentos de ladera o de origen fluvial a la ensenada, por lo que la única posible fuente sedimentaria para la formación de las crestas ha debido ser la erosión por el nivel del mar ascendente del Holoceno de los depósitos periglaciales heredados del Weichselian. Estos aportes de material sedimentario fruto de al erosión de depósitos continentales antiguos han sido descritos anteriormente en la costa atlántica de Galicia (Trenhaile et al., 1999; Blanco Chao et al., 2003). Desconocemos el volumen de sedimento que debió rellenar la ensenada, pero tanto la playa más antigua como los clastos angulosos de las laderas fueron la principal fuente de sedimento para la configuración de la playa Holocena. Al continuar la erosión de los depósitos continentales, el descenso en la cantidad de sedimento disponible y el incremento en la atenuación del oleaje al aumentar el sector de plataforma expuesta derivaría en una reorganización del sistema de playa en el sistema. Los sedimentos que aparecen inmediatamente por debajo del nivel inferior (VIII) de la secuencia Gadep-I-X se han interpretado como material de origen continental (aluvial). La datación radiocarbónica obtenida en una muestra localizada sobre una línea de grava que separa el nivel III y el nivel IV de la secuencia Gadep-I-VII muestra una edad de 4015 – 3680 años cal. BP. Bajo esta capa sedimentaria, aparecen arenas y limos pobremente clasificados entre los que se han encontrado fragmentos de malacofauna marina, lo que sugiere que estos sedimentos tienen su origen en un proceso de deposición marino que

tuvo lugar antes del 5580- 5530 cal. BP, aunque bajo condiciones energéticas muy diferentes de las actuales y que posiblemente corresponderían a un estadio morfodinámico muy diferente al que se estableció tras 1735-1590 cal. BP.

Hacia el año 1665 cal. BP, se inició el proceso de formación de crestas de playa que continuó hasta la actualidad, aunque con ciertas variaciones en el ambiente energético (Figura 135). La sedimentación del nivel grueso inferior (VIII) se extendió desde aproximadamente el 1735-1590 cal. BP hasta 1320-1225 cal. BP. Entre 1320-1225 cal. BP y 1015-920 cal. BP el ambiente energético varió y aunque el crecimiento de la cresta continuó, lo hizo con una entrada de material grueso menor. Posteriormente se produjo un incremento en el régimen energético del oleaje, aportando más gravas y clastos para la construcción del nivel X. La deposición del nivel IX ocurrió en un ambiente menos energético, como indica la ausencia de material grueso y la conservación de la parte superior del nivel VIII. Tras la deposición de los niveles IX y X, tal y como se indicó anteriormente, tuvo lugar un período de estabilidad morfogenética y predominio de procesos pedogenéticos, tal y como evidencia el desarrollo de características propias de una edafización incipiente. El contenido de Al y Fe secundarios y el incremento de la arcilla en profundidad confirman la existencia de materiales edáficos evolucionados en cuya formación fueron dominantes los procesos de alteración y pedogenesis frente a los procesos erosivos. La parte superior del nivel IX parece haber estado afectado por un evento erosivo-sedimentario que implicaría, por un lado la deposición del nivel X y por otro el truncamiento del nivel subyacente IX, tal y como indica la variación vertical del contenido en arcilla y la ausencia de un epipedon.

La presencia de la playa de bloques se presenta como un elemento necesario para la formación de las crestas, no sólo porque constituye su fuente de sedimento, sino también porque conduce el oleaje hasta el techo del acantilado sedimentario. Para que la deposición del nivel VIII haya sido efectiva, la playa de clastos tendría que haber estado en el frente del acantilado, ya que de otro modo, el *run-up* del oleaje no podría alcanzar la elevación a la que se encuentra el mencionado nivel. Actualmente, la playa y los niveles IX y X solo aparecen en el sector central de la ensenada, mientras que en el sector oriental, se observa un acantilado sedimentario erosionado cuyo techo lo constituye el nivel VII de la secuencia Gadep-I-VII (equivalente al nivel VIII de Gadep-I-X). Por lo tanto, se puede deducir que la playa de bloques actual fue erosionada del centro occidental tras la deposición del nivel VIII de Gadep-I-X produciéndose una rotación de la misma hacia el oeste (Figura 136).

Esta rotación hacia el oeste de la playa de clastos, podría haberse originado por un proceso de ajuste del sistema plataforma rocosa-acantilado sedimentario al nivel del mar Holoceno. En general, la topografía de la plataforma favorece la concentración de la energía del oleaje en el sector oriental de la ensenada. Sin embargo, la erosión de los depósitos del Pleistoceno implicó la exhumación del segmento superior de la plataforma rocosa lo que conlleva una atenuación de la energía de ola, mientras que el flanco oriental se configuró como un área protegida del ataque de las olas (Figura 136). En un proceso de retroalimentación negativa del sistema, el incremento de la atenuación de la energía de ola supuso una ralentización de la erosión de los depósitos del acantilado sedimentario y los aportes de sedimento grueso a la playa finalizaron.

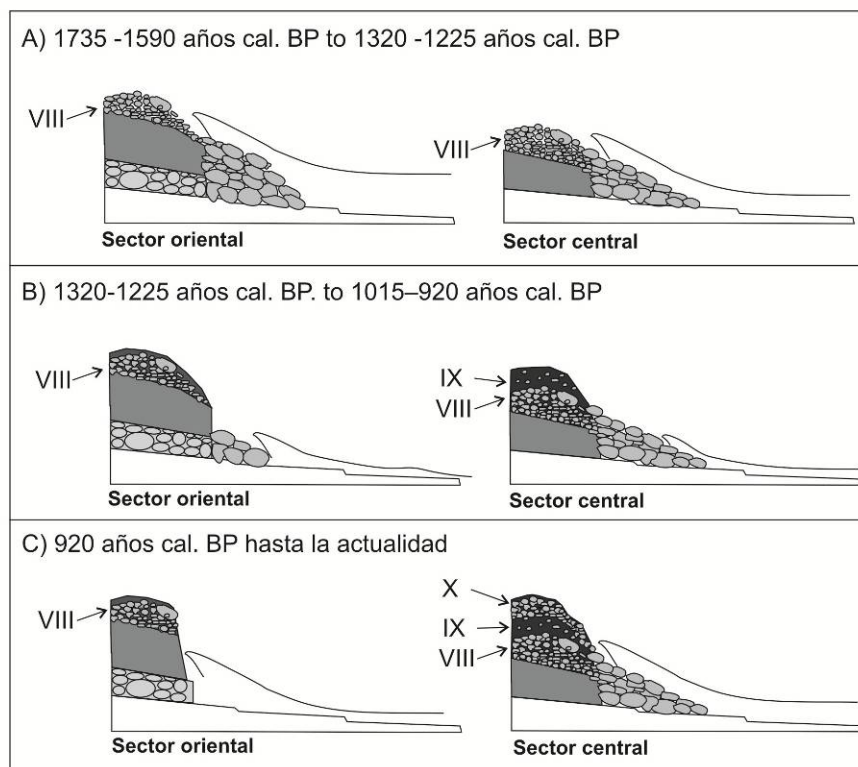
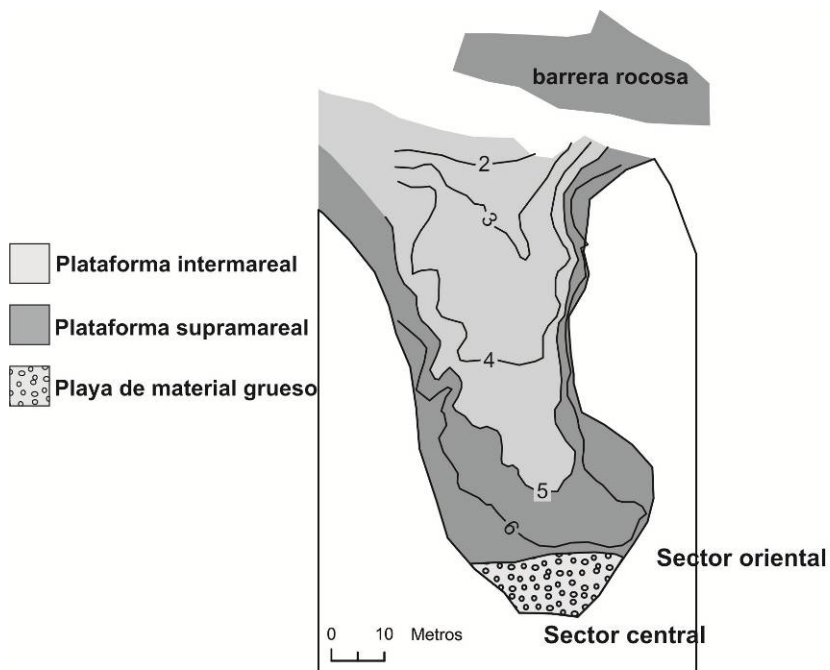


Figura 135. Modelo evolutivo del sector de estudio durante el Holoceno reciente, donde: a) sedimentación del nivel VIII con *run-up* alto; b) sedimentación del nivel IX asociada a un descenso en la energía de ola y el *run-up*; c) sedimentación del nivel X, durante un nuevo período de incremento relativo de la energía de ola y un *run-up* mayor. La erosión de la playa en el sector oriental de la ensenada formó un acantilado sedimentario vertical que impide que las olas alcancen la elevación del nivel VIII en el sector occidental y central.

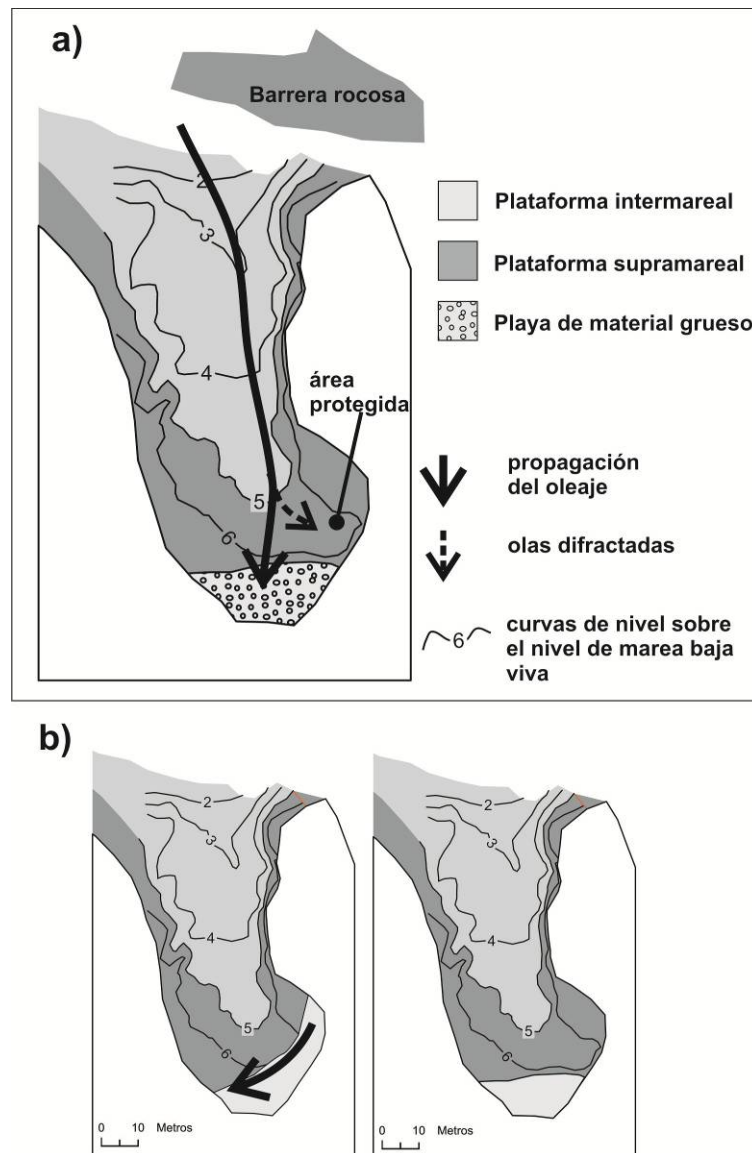


Figura 136. a) Modelo de propagación del oleaje en la plataforma occidental de Punta Gallín. La isolínea de 6 m contribuye a formar un área protegida del oleaje en el sector oriental. b) rotación de la playa actual tras la deposición del nivel VIII.

Los cálculos realizados para estimar el tipo de ola (en términos de T_p y H_s) necesaria para transportar el sedimento a la altura de los niveles sedimentarios estudiados, indican que estas olas deben ser altas y largas. Los resultados de la ecuación (6) sugieren que el periodo tiene mayor peso que la altura facilitando el transporte y deposición de los clastos en el techo del acantilado sedimentario; por lo tanto los responsables de la construcción de las crestas serían oleajes tipo *swell* asociados a tormentas profundas localizadas sobre el Atlántico Norte, es decir, condiciones semejantes a las que tuvieron lugar en marzo de 2008. Los cambios ocurridos en el régimen del oleaje y las evidencias de períodos de estabilidad se pueden interpretar como una función de las variaciones en la frecuencia e intensidad de las tormentas en los últimos 1600 años en el cantábrico peninsular. El nivel de playa inferior (VIII) se formó durante 390 años de sedimentación, que coinciden con la transición entre el período cálido romano a los siglos oscuros. El nivel IX, se interpreta como una fase de estabilidad, que

permitió el inicio de procesos de alteración y edafogénesis. La sedimentación del nivel (X) se inició hace aproximadamente 965 años cal. BP, una fecha que coincide con el comienzo del Período cálido medieval, y continúa hasta la actualidad, aunque no de un modo continuo, como demuestran los signos de una alteración incipiente en este nivel.

Los períodos climáticos definidos para el Holoceno reciente se caracterizan principalmente por cambios en la temperatura y la precipitación que son marcadores climáticos que por sí mismos no aportan ninguna información directa en cuanto a los regímenes del oleaje y el viento. Uno de los mecanismos mencionado con frecuencia como un control principal en los cambios climáticos ocurridos en el Holoceno reciente son las variaciones en el índice de oscilación del Atlántico Norte (NAO) (Dawson et al., 2003, 2004; Luterbacher et al., 2002; Meeker y Mayewski, 2002). Por ejemplo, en el Atlántico noreste un incremento en la frecuencia de los ciclones durante la Pequeña edad de Hielo se ha relacionado con un período de dominancia del índice NAO positivo, mientras al contrario, se han encontrado relaciones entre una actividad tormentosa mínima durante el período cálido medieval, con un periodo de dominio del índice NAO negativo (Dawson et al., 2004; Meeker y Mayewski, 2002). Sin embargo, varias investigaciones realizadas en sedimentos marinos de la costa atlántica del noroeste de la Península Ibérica sugieren que una mayor tormentosidad, identificada en cambios en el régimen de *upwelling* costero y las descargas fluviales, tiene lugar durante períodos dominados por índices NAO negativos (Diz et al., 2002; Álvarez et al., 2005; Lebreiro et al., 2007). Las tormentas que afectan al noroeste de la Península Ibérica son más frecuentes durante períodos dominados por altas presiones en el atlántico noreste que desplazan hacia el sur las borrascas (Lozano et al., 2004; Dupuis and Aldo, 2006). Los períodos dominados por índices NAO negativos se caracterizan por altas presiones en el atlántico nororiental, y en consecuencia la frecuencia del paso de borrascas ha debido ser mayor en las costas meridionales europeas durante los periodos con índices NAO negativos, al contrario que en las costas más septentrionales, donde la mayor tormentosidad coincide con periodos NAO positivos. Una inversión semejante se ha identificado a escala regional entre la latitud de Lisboa y las rías localizadas al norte del Miño (Lebreiro et al., 2006).

De cualquier modo, tanto los resultados de los cálculos realizados con la ecuación (6) y el evento identificado en el campo en marzo de 2008 sugieren que el período de ola es más importante que al altura para conducir los clastos a los niveles sedimentarios estudiados. Se ha evidenciado que la correlación entre el índice NAO de invierno y la altura de ola es débil en las costas atlánticas meridionales de Europa, y esta correlación cambia de positiva a negativa justo en la latitud de la costa NW de la Península Ibérica; al contrario, se da una tendencia hacia una correlación positiva cada vez más intensa entre el índice NAO de invierno (WNAO) y el período de pico hacia el norte (Dodet et al., 2010; Dupuis y Aldo, 2006) (Figura 137). Por lo tanto, la hipótesis en este trabajo ha sido que los eventos de alta energía que contribuyen a la formación de las crestas se caracterizan por *swells* largos asociados a tormentas localizadas hacia el norte, situación que caracteriza a los periodos NAO positivos. Para verificar esta hipótesis se han utilizados los datos del punto SIMAR 44 (Puertos del Estado, proyecto HIPOCAS), un retroanálisis que cubre el período temporal entre 1958 y 2001, y los datos mensuales del índice NAO obtenidos del Climate Analysis Section, NCAR (Hurrell, 1995). El valor medio de H_s y T_p se ha calculado para cada mes de invierno, y se ha encontrado una

correlación positiva entre el índice NAO de invierno y la media mensual de invierno de Hs ($r = 0.54$) y Tp ($r = 0.6$), lo que supone unos resultados muy similares a los obtenidos por Dodet et al (2010). Además, aquellos eventos caracterizados por $H_s \geq 6$ y $T_p \geq 11$ segundos han sido identificados en el registro del oleaje del punto SIMAR 44 y se han relacionado con el índice NAO mensual correspondiente, constatándose que un 74.4 % de esos eventos se asociaron a un índice NAO mensual positivo (Figura 138). Cabe señalar que este tipo de eventos de tormenta deben coincidir con momentos de marea alta para que la construcción de las crestas sea efectiva; lamentablemente, no existen datos de elevaciones mareales en la base de datos de HIPOCAS por lo que no podemos asociar los eventos identificados en el registro a su correspondiente elevación mareal, sin embargo, el intervalo mínimo del registro HIPOCAS es de tres horas, y aproximadamente un 66 % de los eventos tuvieron una duración igual o superior a 12 horas, lo que significa que la llegada de *swells* largos al sector de estudio se extendería en casi todos los casos identificados durante al menos un ciclo mareal, y por lo tanto coincidirían con momentos de marea alta.

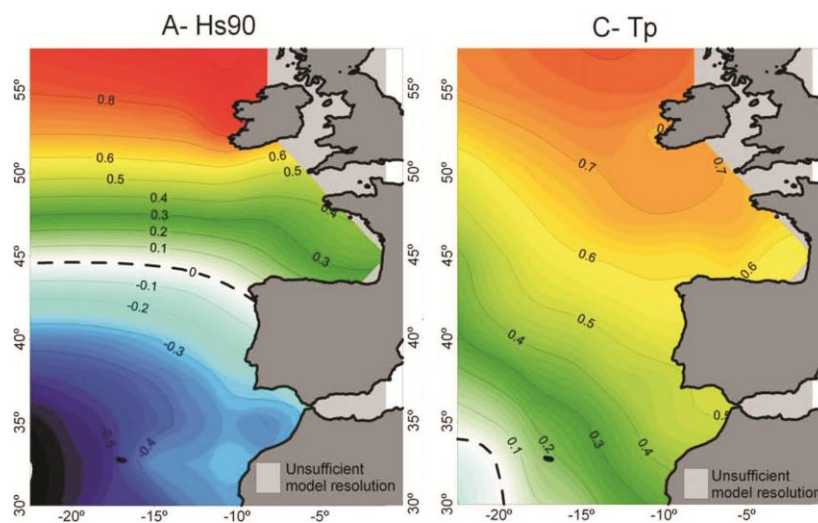


Figura 137. Las isolíneas muestran los coeficientes de correlación de Pearson entre el índice NAO de invierno y los valores medios de los meses de invierno de la altura de ola significativa (Hs90) y el período de pico (Tp) en el sector del Atlántico noreste en el período 1953–2009 (Dodet et al., 2010). Las correlaciones nulas están representadas por la línea discontinua negra.

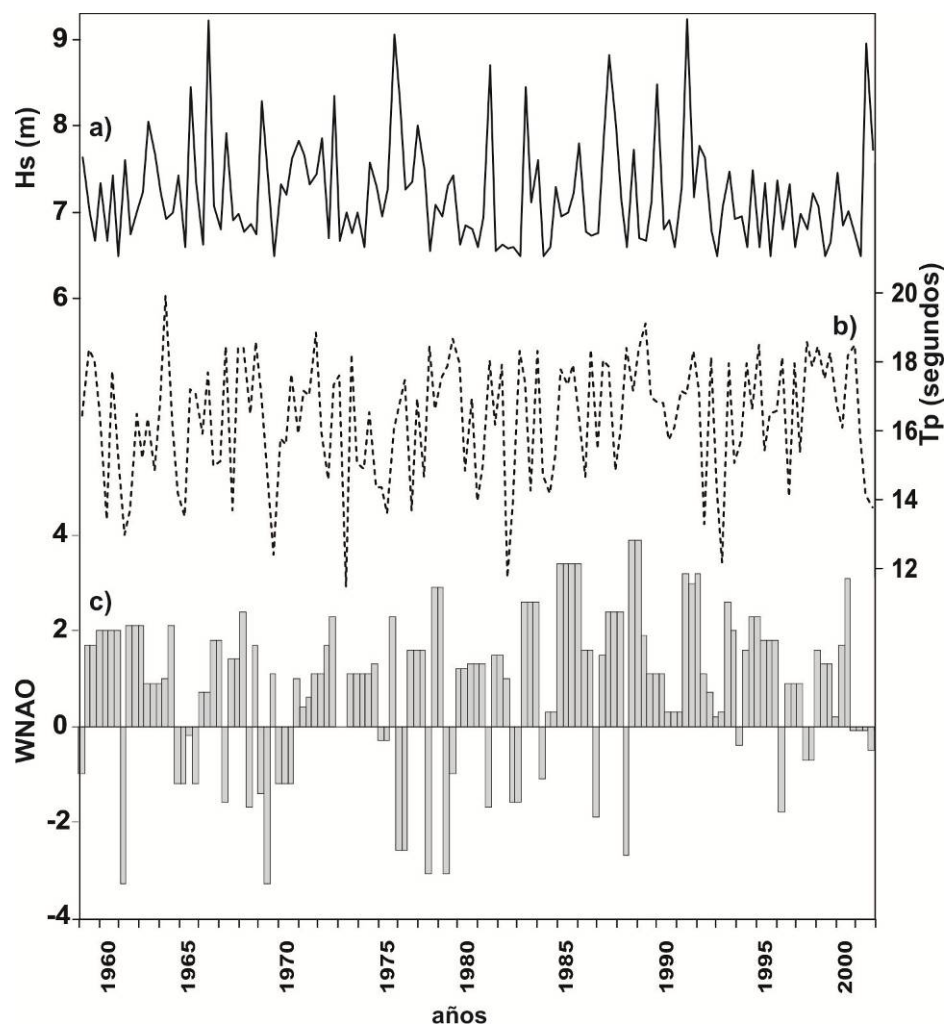


Figura138. Media de los meses de invierno de H_s (a), T_p (b) e índice NAO de invierno (c) correspondientes a los eventos con $H_s > 6\text{ m}$ y $T_p > 11\text{ s}$ para el periodo 1958-2001.

CHAPTER 5

CONCLUSIONS

This research was designed with the aim of furthering aspects of the methodology, theory and concepts of coastal science, particularly in (I) rock shore morphodynamics, (II) the response of these systems to changes in the relative sea level, especially in the Late Holocene and (III) the relationships between past and present processes as a means of predicting the future evolution of rocky coasts in NW Spain. Employment of a combination of geomorphological and palaeoenvironmental techniques enabled the following targets to be reached:

- Characterization of the geological control on the evolution of the study area.
- Identification of changes in sea level and morphodynamics in the north coast of the NW Iberian Peninsula (Pleistocene and Holocene), using a complex sedimentary record.
- Identification of patterns in abrasion-weathering across the shore platform similar to those found in the Atlantic coast of Galicia (Trenhaile et al., 1999; Blanco Chao et al., 2007).
- Improvement of the methods employed in studying the geomorphology of rocky coasts.
- Advancement of the palaeoenvironmental knowledge of the NW Spanish coastline.

Together, these results lead to a better understanding of the processes that contribute to the evolution of rocky shores over different time and spatial scales.

This research has two main parts: (i) palaeoenvironmental reconstruction (Chapter 3 and 4) and (ii) rock control and morphodynamics of a rock shore platform (Chapter 2). In this final chapter, the main conclusions of the study are presented in brief and subdivided into three sections: the first section deals with the palaeoenvironmental evolution of the studied sector, the second one with rock control and shore platforms morphodynamics, while the third section deals with the implications of a combined evaluation of the palaeoenvironmental and geomorphological data.

5.1. Punta Gallín rock shore platforms morphodynamics

✓ The shore platforms of Punta Gallín have a rugged topography, and [?] gravel beaches composed of reworked Pleistocene sediments buried their landward edges. The studied platforms can be divided in two sectors according to their tidal elevation. The lower one is a narrow sector that is the intertidal sector and is continuously washed by waves, the second one a supratidal sector only reached by waves during storm events.

✓ The use of the Schmidt Rock Test Hammer to infer rock strength and weathering patterns, combined with the study of ancient sediments, helped to identify an evolutionary sequence of fossilization and exhumation of a rock shore platform on the north coast of NW Spain. Temporally and spatially variable weathering patterns were identified on shore platforms related to the occurrence and retreat of polygenetic slope deposits.

✓ Field measurements, laboratory experiments and mathematical modelling (Stephenson and Kirk, 1996, 1998, 2000; Stephenson, 2000; Kanyaya and Trenhaile, 2005; Trenhaile and Porter, 2007; Trenhaile, 2001, 2005, 2008) suggest that the efficiency of

weathering related to wetting and drying processes decreases with elevation in the intertidal zone. Recent research conducted in the NW Atlantic coast of the Iberian Peninsula (Blanco Chao et al., 2007) demonstrated that, in shore platforms with homogeneous lithology, the Schmidt Hammer is able to identify changes in the rock strength due to tidal weathering, and that in the absence of mechanical erosion processes, the degree of weathering tends to increase towards the high tide level. One of the aims of this research was to apply a methodology similar to that of Blanco Chao et al. (2007) in order to determine if similar wetting and drying weathering tendencies were present in shore platforms comprised of metamorphic rocks. In the two studied shore platforms simple regression analysis did not show any tendency in weathering, and no significant correlations between tidal elevation and the rebound values (*R*-values) obtained with the Schmidt Hammer were found. The studied shore platforms show complex variations both in rock type and joint density that can hide the occurrence of weathering tendencies related with tidal elevation. Furthermore the occurrence of case hardening weathering forms related to non-marine processes in some sections of the platforms leads to different strength responses to those studied previously in other rocky coasts using the Schmidt Hammer (e.g. Blanco Chao et al., 2007).

✓ The Schmidt Hammer failed to show spatial weathering patterns related to wetting and drying processes along the Punta Gallín shore platforms. This was attributed both to the lithological complexity and to the relative elevation of the platforms above mean sea level, as well as to the role played by the remnants of inherited weathering forms. Lithology and rock structure (including the imprint of inherited weathering processes) were a major factor in the evolution and dynamics of the shore platforms sculpted in metamorphic rocks of Punta Gallín. The intertidal sections of these platforms do not show any spatial weathering trend related to tidal elevation, as has been identified in other locations (Blanco Chao et al., 2003, 2007; both in the Atlantic coast of Galicia; Stephenson and Kirk, 2000; in Kaikoura, New Zealand). This can be explained by the extremely rough surface of the platforms and the complex structures of stratification that mask weathering tendencies. Furthermore the high elevation of the platforms implies that only a narrow intertidal section exists, and that most of the weathering in the upper section of the platform is related to spray processes. Lithological structure (rock type, bedding planes and joint density) is the most important factor in controlling the geometry of the shore platforms and rock strength.

✓ Cluster analysis applied to the rock strength data obtained with the Schmidt Hammer allowed the interpretation of the differences in the weathering degree in relation to inherited weathering forms derived from the last glacial stage (Weichselian). A k-mean cluster analysis was applied to identify groups of points with similar characteristics on the platforms. The variables included in the analysis were: (i) mean *R*-value; (ii) distance to the sedimentary deposit (m) and (iii) tidal elevation (m). The result of the analysis defined 3 homogeneous groups of points in Gallín-I and 2 groups in Gallín-II. In GA-I, section 1 has the highest *R*-values and corresponds to a rich quartz massive quartzite outcrop at a mean tidal elevation of 4.40 m, which is only reached by the sea during highest spring tides. Section 2 corresponds to those points that are in the present intertidal zone, below a tidal elevation of 4.5 m. Section 3 includes those points located just at the foot of the sedimentary deposit situated at the back of the embayment, in the western sector of the platform. Section 3 has the highest mean tidal elevation (5.72 m). The study of thin layers and SEM analysis of rock samples from the shore

platform in section 3 showed a process of iron leaching. This type of weathering implies a general reduction of rock strength and a development of iron crusts up to 5 mm thick. Differences in the mean strength of each group are linked to rock properties, tidal elevation and inherited weathering processes. Both the present geometry and the presence of polygenetic sedimentary deposits are the result of a large and complex evolution controlled by changes in the relative sea level and climatic variations. The presence of coarse beach sediments over the shore platform, attributed to the last interglacial stage, and the presence of a supratidal ramp and supratidal benches suggest that the geometry of the platforms of Punta Gallín are to a great extent inherited, modelled at least during the last interglacial stage (MIS 5). The beach deposits of the previous interglacial were buried underneath complex periglacial sediments during the marine regression of the last glacial period. During the fossilization stage intense weathering occurred on the rock surface of the platforms, leading to case-hardening forms. This inherited weathering process implies a strength increase in the iron crusts and a reduction, especially important in the phyllites, in the leached areas (proved by the data obtained both with the Schmidt Hammer and with the Equotip). These inherited weathering forms, which remained protected under Late Pleistocene and Holocene deposits, are currently influencing the development of some weathering forms (taffoni) and the erosive processes operating today on the shore platforms, as weathering rocks are more easily eroded than fresh ones.

✓ In GA-I the geological contingency is the main control in the morphology and the evolution of the platform. The role of inherited weathering processes must be considered together with the geological factors in order to explain differences in rock strength between the three cluster groups. Contrary to GA-II, in GA-I, the presence of thick sedimentary deposits that fossilized the inlet during the marine regression of the last glacial period is a first order factor. Lithological variations also explain the presence or absence of some weathering forms. For example, the *pseudokarst* or honeycombs only appear in the phyllites, where dissolution is more active due to the higher content of silicates and the presence of planes of weakness. The quartzites show a lower degree of weathering (1 to 2 in Table 2) than the phyllites and the sandstones (1 to 5 in Table 2). A chi-square test applied to sampling points located at the same tidal elevation in GA-I showed that the degree of weathering is strongly related to rock type (Pearson Chi-square= 35.25; p-value < 0.001). In the massive quartzites of the platform GA-II neither the strength data obtained with the Schmidt Hammer nor the qualitative analysis allowed us to identify significant spatial trends in the degree of weathering. Evidence in the form of abundant recent detachments and a rough morphology points to the importance of the erosive processes in the development of this section of the platform. The presence of iron crusts in the quartzites that today are being eroded suggest that these weathering forms are inherited from periods in which the shore platform was subjected to subaerial weathering. The hardened surfaces explain in part the increase of the *R*-values towards the high tide elevations, although it is also possible that abrasion processes at the seaward edge of the present coarse beach played a role in increasing the rock strength. On the contrary, in the sandstones in which a channel was opened, separating the platforms GA-II-E and GA-II-W, a significant positive correlation between tidal elevation and the *R*-values ($r = 0.659$, p-value= 0.007) was found. This channel is the only section located at low tidal elevations and with a more homogeneous lithology than the higher sections of the platforms. The linear regression analysis confirms the

same trend between tidal elevation and weathering degree previously identified in other studies (e.g. Stephenson et al., 2000, Kanyana and Trenhaile, 2005, Blanco Chao et al., 2006, 2007).

✓ The studied platforms can be considered as high tide sub-horizontal - structural platforms, corresponding to the type B of Sunamura (1982). Although it has been suggested that the platforms of type B might have essentially originated by the action of waves during storms (Bird, 2000) field observations and the study of the forms and processes on the platforms of Punta Gallín suggest that the present profile of the platforms is to a great extent inherited, sculpted during periods in which sea level was the same or higher than it is at present.

✓ The evidence of the erosion of weathering forms including tafoni and case hardenings suggest that today downwearing of weathering products is the main erosive process. As previously stated, today most of the wave energy is lost in the first 20 m of the platforms, reducing the effects of mechanical erosion over the platforms. During the last 4 years (2007-2011) no abrasion or new quarrying scars were observed on these platforms. If weathering is the main present process in platform dynamics, this is due to the high elevation of the platforms and the extent of their supratidal sectors. Although weathering played (and plays) an important role in the development of the Punta Gallín platforms, the present morphology is due to an intense erosion, as is demonstrated by the presence of old quarrying scars, the rough morphology and the presence of large quarried boulders in the sedimentary level attributed to the last interglacial stage. The highly fractured nature of the metamorphic bedrock probably played a major role in platform evolution during the last interglacial stage (MIS 5), when sea level was at least 2 m higher than today and waves broke over the platform. At present, due to the high relative elevation of the platform, the most important processes affecting the studied platforms are related to weathering.

✓ The high elevation of the Punta Gallín shore platforms with respect to the present sea level is the result of both an equilibrium profile inherited from at least the last interglacial (MIS 5) and rock strength.

✓ Today, biological coverage does not play an important role in the processes of erosion and weathering in the Punta Gallín shore platforms. Biological coverage is low across the platforms due to the relatively small surface area of the intertidal sectors. Biological coverage is mainly confined to some pools, channels and joints.

5.2. Morphodynamic evolution of Punta Gallín since the last Interglacial

✓ Pleistocene-Holocene deposits are described in the well-exposed sections in the cliffs of Punta Gallín. The general stratigraphic sequence comprises marine and continental sedimentary layers that accumulated between the last interglacial and the Late Holocene. In this research, a combination of sedimentological and pedological techniques allowed the following sedimentary sequence to be identified:

- a) *Sedimentation prior to the last interglacial.* In the western sector of the embayment a sedimentary layer resting directly on the rock substrate was identified. The layer was

interpreted as an area of low energy sedimentation with fluctuation of the water level. Although it has not been directly dated, its position below a sedimentary layer that was interpreted as a beach formed during the MIS 5 enables it to be considered the oldest sedimentary layer of the sequence.

- b) *Last Interglacial Transgression*: The basal unit of the sedimentary sequence in the eastern sector of the embayment possesses properties similar to those of other sedimentary layers distributed widely along the NW coast of Spain, suggesting that it is composed of the remnants of beach deposits tentatively assigned to the last interglacial stage (MIS 5). The unit fossilizes the oldest sedimentary layer, but laterally rests directly on the upper segment of the rock platform. It was not possible to determine whether the shore platforms were formed prior to the last interglacial, but it has been proved that they were subjected to processes of erosion and sedimentation during the high sea-level of this period.
- c) *Weichselian Regression*: After the MIS 5 the cold conditions during the marine regression of the last glacial stage lead to an extensive sedimentation that buried the MIS 5 beach and coastal landforms. The evidence of frost-shattered clasts in the upper layers of the MIS 5 beach suggests that it remained exposed to cold conditions. There were significant differences between the sedimentation in the flanks and in the centre of the embayment. In the flanks the slope processes were dominant, while in the centre of the embayment the sedimentation was mainly related to low energy alluvial processes. An important input of aeolian sediments that increased after 12440-12075 cal yr BP was detected, as was a new period of slope periglacial sedimentation after 10180-9890 cal BP, that could be related with the 8.2 kyr cold event
- d) *Post-glacial marine transgression*: The post-glacial transgression occurred along most of the coast of Galicia implied the erosion of the continental deposits that fossilized the former MIS 5 coastline (Blanco Chao et al., 2002). Punta Gallín was subjected to a paraglacial dynamic during the post-glacial marine transgression, as were other sectors of the Atlantic Galician coast. The studied shore platforms that were fossilized during the former cold stage were exhumed during the Holocene transgression. The fine material (silt and fine sand) inherited from the sediments of the last glacial stage were reworked by the sea and partially re-deposited forming a mixed deposit with a high percentage of aeolian sediments. The occurrence of sea-shells (*Nassarius pygmaeus*, *Littorina saxatilis* and *Littorina neritoides*) suggests a marine influence in the sedimentation of the level II of GAdep-I-VII. This level has been interpreted as a landward zone of active shallow-water sedimentation, related to a relatively high sea level that existed until 5580- 5530 cal BP. The characteristics of the sediments and the radiocarbon dates indicate a sea-level close to the present one but probably lower. These conditions imply a very different environment to that established after 1660 yr BP, when a period of beach crest construction started, extending to the present. With a low sea level, and with a higher amount of sediments being eroded from the older deposits, the layer could have been deposited in a low energy environment behind a beach barrier that created a closed or partially closed area with a small water column or hidromorphic conditions. The retraction cracks and illuviated clay content in the top of the unit, which lack evidence of marine

influence, probably correspond to the last stage of this sedimentation. After this high-stand, a radiocarbon date of 4015 – 3685 cal. yr. BP obtained in a continental, alluvial facies with abundant stone lines indicates a fall in the relative sea-level.

e) *Upper Holocene evolution of the studied sector:* A process of beach crest construction related to storm activity was identified at the study site. The studied sequence has two coarse beach layers at an elevation of 2.8 – 3.5 m above the highest present astronomical high tide. AMS Radiocarbon-dating revealed that this deposition started at 1735 -1590 cal yr BP and continues to the present. The beach system experienced a significant morphological change after 1320-1230 cal yr. BP, with a westward displacement of the beach and a retreat of the sedimentary cliff in the eastern section. Results suggest that these coarse-clastic levels were formed by a process of beach crest construction during storm events, highlighting the importance of high energy events in the construction of the sedimentary sequences in rocky coasts. The combination of sedimentological and geochemical analyses of the morphodynamic evolution of a cliff-beach complex provided evidence of significant changes over the last 1600 years. This period is characterized by a process of beach crests accretion, in which the sedimentation has been continuous up to the present, with two periods of clasts accumulation (1735-1590 cal yr. BP to 1320-1225 cal yr. BP and 1015-920 cal yr. BP to the present) and periods of lower wave energy (1320-1225 cal yr. BP. to 1015-920 cal yr. BP), followed by a period of stability with soil formation. The most important morphodynamic change took place after 1320-1225 cal yr. BP, when the beach was eroded from the eastern section of the embayment. Thereafter, the beach crest accretion progressed only in the central section, while the eastern section became a retreating sedimentary cliff. The westward beach rotation and the changes in the cliff-beach system were mainly consequences of a process of adjustment after the stabilization of the Holocene sea-level, in which the main factors were the exhumation of the shore platform and the exhaustion of sediment supply from the eroding ancient sediments.

✓ These results highlight the importance of the high energy events in the recent evolution of the coastal system of Gallin. The reconstruction of the processes of beach construction points to a very important role played by storms, the frequency and intensity of which modulates the wave energy arriving on the north coast of Spain. It is not currently possible, however, to correlate variations in the wave regime during the Late with other climatic or oceanographic proxies.

✓ The studied sediments have provided the first morphological evidence of a relatively high sea-level before 5580-5530 cal. yr BP on the coast of Galicia. This date is consistent with evidence previously described on the Iberian cantabrian margin.

5.3. Rock shore platform evolution and dynamics in NW Spain: on the role of inheritance in Holocene and present dynamic of rock coasts.

✓ Trenhaile (2001b) mathematically modelled the Quaternary evolution of shore platforms and erosional continental shelves. The model suggested that most platforms are, at least in part, inherited from one or in many cases more interglacial stages, when sea level was similar to today's. The fact that the rock shore platforms of Gallin are buried by sediments which have been dated at their base at 27400 ± 140 years BP, added to the presence in the sedimentary record of a palaeobeach level attributed to the last interglacial, prove that the platforms are inherited features from at least the last interglacial stage (MIS 5).

✓ It has been noted before that the Galician coast morphodynamics should be studied on a large time scale considering the effects of inheritance and feedback processes (Blanco Chao and Pérez Alberti, 1996; Pérez Alberti et al., 1997; 1998b; Trenhaile et al., 1999). Both the sedimentary record and the shore platforms of Punta Gallín are excellently suited to exploring inheritance in relation to rock coast evolution. Figure 141 is a conceptual model of the synergies between past and present processes in the studied sector. This conceptual model shows two main processes directly related to previous climate stages: (i) the supratidal beach crest construction and (ii) the effects of tidal weathering in the shore platforms.

✓ The area under investigation was subjected to periglacial conditions during Quaternary cold stages with active solifluction producing extensive spreads of both unconsolidated coarse and fine sediment. Erosion of these sediments during the Holocene transgression remobilized sediment for the development of both the present coarse clastic beach and the upper levels of the sedimentary cliff. Results of this research have highlighted that cold episodes during the Late Pleistocene and the Early Holocene led to a morphogenetic para-periglacial environment during the Holocene transgression in the rock coast environments of the Iberian Cantabrian Margin. This para-periglacial dynamic continues to the present, being today in the last stage given the reduction in the sediment stored in the deposits and in the rate of sea-level rise.

✓ Present weathering patterns on the studied platforms seems to be related to previous weathering forms and processes inherited from the last glacial stage (Weichselian). During the last glacial stage, when sea level was up to 100 m lower than present, Gallín point shore platforms were subjected to different weathering processes not related to sea. During this period, cold and wet conditions led to a general decrease in the strength of the rock basement but also to the formation, preferably in the phyllites, of iron crusts, that imply a strength increase at microscale (mm-cm). Therefore, during the Holocene transgression consequently, these previous weathering forms influenced the erosion and weathering processes of marine origin during the Holocene transgression. A general decrease in rock strength in the rock basement enhanced the effectiveness of wave erosion whereas the presence of iron crust facilitated the development of alveolar forms in the intertidal sectors of the shore platforms.

✓ The discussion revolving around the relative importance of wave erosion and subaerial weathering in shore platform evolution that has occupied coastal geomorphology for the past century must be revisited to include a temporal scale, as present major role processes could have played a secondary role during previous stages. Conversely, those processes that today

do not play an important role in Gallín Point shore platforms (for example quarrying) probably were a primary factor in their evolution during previous interglacial stages when sea level was higher than present. On a shorter time scale, storm events could lead to the prevalence of erosion conditions in previously weathered rock surfaces. Thus, the dominance of erosion or weathering in the origin and evolution of a rock surface depends on the evolutionary stage of the platform as well as rock contingency that includes the effect of inherited weathering.

✓ The present dynamics of the studied shore platforms are hardly influenced by storm activity. Felton (2002) highlighted the contribution that rocky shoreline deposits can make to studies of coastal change, through understanding shoreline processes and histories, but this approach has yet to be broadly adopted. Coarse gravel deposits are potentially the only depositional record of a range of high-energy processes occurring on rocky shorelines, and frequently, at least, part of its sedimentary sources are inherited from previous morphodynamic stages. The implementation of sedimentological and geochemical analysis to unravel the morphodynamic evolution of a cliff-beach complex provided evidence of significant changes in the past 1600 years related to storm events recycling Pleistocene coarse deposits.

✓ The combination of sedimentological and geochemical analyses of the morphodynamic evolution of a cliff-beach complex provided evidence of significant changes over the past 1600 years. This period was characterized by a process of beach crest accretion, in which the sedimentation has been continuous until the present, with two periods of clast accumulation (1735-590 cal yr BP to 1320-1225 cal a BP and 1015-920 cal yr BP to the present) and a period of stability with incipient soil formation (1320-1225 cal yr BP to 1015-920 cal yr BP). These fluctuations can be attributed to changes in the wave energy. Geochemical properties helped to explain the evolution of the erosive-sedimentary sequence, as they proved the existence of three different depositional periods interspersed with phases of stability that allowed the development of weathering/pedogenetical features, particularly in the layer IX. The most important morphodynamic change took place after 1320-1225 cal yr BP, when the modern coarse beach was eroded from the eastern section and rotated to the west of the embayment. Subsequently, the beach crest accretion progressed only in the central section, and the eastern section became a retreating sedimentary cliff. The beach rotation and the changes in the cliff-beach system were mainly consequences of a process of adjustment after the stabilization of the Holocene sea-level, in which the main factors were the exhumation of the shore platform and the exhaustion of sediment supply from the eroding ancient sediments.

✓ Lorang's (2002) equations were applied to the studied sedimentary levels and allowed identification of the type of wave (in terms of H_s and T_p) required for the deposition of the clasts at the top of the sedimentary cliff. The results of these equations suggest that wave period is more critical than wave height in displacement of the clasts. Most of previous research on the movement of boulders by storm waves and tsunamis has been based on the equations of Nott (2003a), which do not include wave period as a variable.

✓ The presence of a boulder beach and the cohesive clay ramp below it were shown to be features necessary in channelling wave energy to the top of the sedimentary cliff, allowing the deposition of clasts eroded from the Pleistocene deposits in the upper level of the GA-I



Figure 140. Erosion of a small building by swell waves during winter 2010 (back of GA-II inlet, elevation= 5 m)

ENGLISH SUMMARY

Department of Geography
Faculty of Geography and History
University of Santiago de Compostela

PhD thesis Summary



**Evolution, morphodynamics and present processes on rocky coasts
(NW Spain)**



Alejandra María Feal Pérez

Thesis supervisor
Ramón Blanco Chao

Contents

0. Introduction	241
0.1. Overview of the research topic	241
0.2. Rationale	241
0.3. Aims	241
0.4. Thesis structure	243
1. Regional setting	243
2. Methodology	245
2.1. Methodology applied to shore platforms	245
2.2. Methodology applied to the sedimentary record	246
2.3. Methodology applied to explore the storm origin of the top levels of the sedimentary sequence (GAdep-I-X)	247
3. Results.	249
3.1. Gallín Point Shore Platforms dynamic and evolution	249
3.2. Gallín Point sedimentary record	253
3.3. Late Holocene storm imprint in the sedimentary record.	257
4. Conclusions	263

0. Introduction

0.1. Overview of the research topic and rationale

This is a research project on coastal geomorphology, which can be defined as the area of science that deals with the shaping of coastal landforms, the processes that operate on them and the environmental changes that take place within them (Bird, 2000). This work is one of the research topics of the research group “Earth System Sciences” (Code: GI-1553) of the University of Santiago de Compostela; specifically, the coastal and cliff retreat working group.

One of the most important challenges facing rock coasts workers is to determine whether, or to what degree, rock coastal features are inherited from previous interglacial stages when the sea level was similar to today’s (Trenhaile, 2002a). Previous studies conducted in the Atlantic coast of Galicia (NW Spain; Trenhaile, et al., 1999, Blanco Chao, et al., 2003) revealed the importance of the inherited processes in the Late Holocene evolution and present dynamics of rocky coasts. Following these previous studies, this research seeks to go deep in the role of inheritance in the present dynamic of rock coasts with special emphasis in complex linkages between inherited weathering and geological contingency and the imprint of high energy events in the sedimentary record.

0.2. Rationale

Compared to coastal sedimentary environments (such as beaches, dunes or marshes), research focused on rocky coasts is relatively scarce (Naylor et al., 2010). This fact could be explained in part by the high economic and social value of this type of environment (Finkl and Walker, 2002 and Horn, 1997). Another factor is that, traditionally, it has been assumed that changes in rock coasts are slow and difficult to observe over human time-scales (Trenhaile, 2002a). Naylor et al. (2010) made a review of the published papers in coastal geomorphology in the last fifteen year concluding that only a small percent of the records have dealt with rocky shores. This fact suggests that there are a lack of information and weaker conceptual understanding in the field of rock coast geomorphology. Rocky shore coasts represent 80 % of the total perimeter of the world sea-land contact (Emery and Khun, 1982). The European Project EUROSION estimated that rocky coast is a total of 47.1 % of the total UE coastal line extension (European Commission, 2004). In spite of this, the idea of the slow evolution of rock shores has led to a scientific neglect of these environments. However, it is important to better understand the dynamics and evolution of cliffs and shore platforms in order to predict the response to possible changes in sea level or storminess.

0.3. Aims

This research has been designed with the aim of making progress in the methodology, theory and concepts of coastal science, and particularly in terms of knowledge of rock shore morphodynamics and the response of these systems to changes in the relative sea level, especially over the Late Holocene. In this study geomorphological and palaeoenvironmental techniques have been employed together with the general aim of explaining the relationships between past and present processes as a means of predicting the future evolution of rocky

coasts in NW Spain (Figure 1). The information obtained allowed us to reconstruct the dynamics of selected rocky coasts along the north coast of NW Spain during the late Pleistocene and the Holocene. Paleoenvironmental data in this thesis is related with relative sea level change since the last interglacial (MIS 5e) with special emphasis on the Late Holocene and the imprint of high energetic processes in this period.

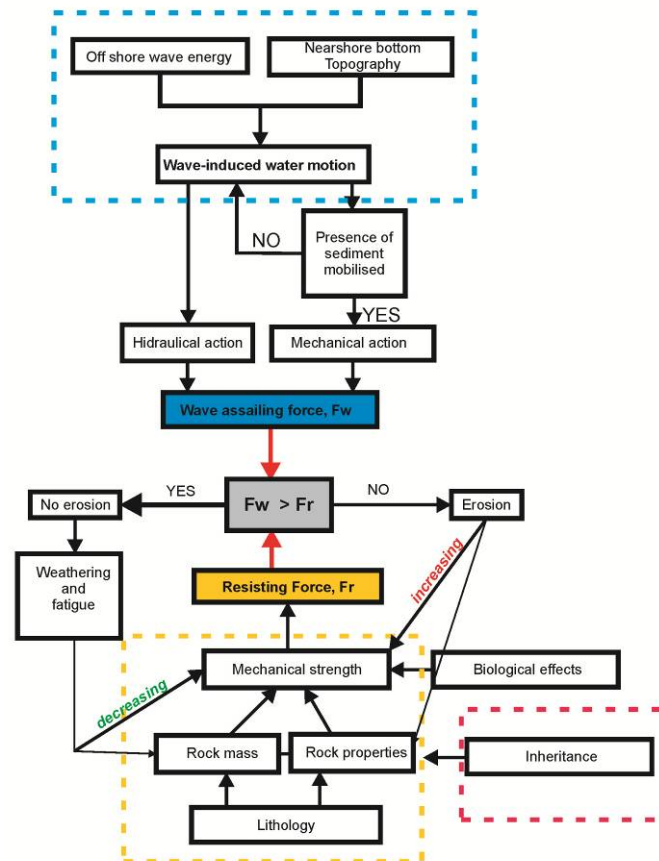


Figure 1. A modified version of Sunamura's (1994) conceptual model of the factors affecting the erosion of rocky coasts where inheritance has been added as a factor. The red-dashed and the yellow-dashed boxes delimit the main scope of this research.

The specific objectives of this research are:

- To define the present and inherited processes in a rock shore platform shaped in metamorphic rocks.
- To characterise the geological control on the evolution of the study area.
- To use a complex sedimentary record to identify sea level and morphodynamic changes in the north coast of the NW Iberian Peninsula during the Holocene
- To look for similar patterns in abrasion-weathering over the shore platform similar to those found in the Atlantic coast of Galicia (Trenhaile et al., 1999; Blanco Chao et al., 2007).
- To improve the methods for studying the geomorphology of rocky coasts.
- To improve the palaeoenvironmental knowledge of the NW Spanish coastline.

Together, these questions try to improve our understanding of the processes that contribute to the evolution of rocky shores over different time and spatial scales

0.4. Thesis structure

Results obtained in this research were organized in 5 chapters plus the introduction, which includes the scientific frame of the research and the rationale (Figure 2). **Chapter 1** (“Geographic characteristics of the study area and geomorphological context: the Cantabrian *rasas*”) is a brief summary of the main geographic characteristics (present climate, geology and geomorphology) and the marine climate and oceanographic properties of the study area. **Chapter 2** integrates the geomorphological work conducted in the studied shore platforms and includes the review of the existing literature on rocky coasts. **Chapter 3** gathers the sedimentological research. It starts with a review of previously identified paleo-sea level in the NW of the Iberian Peninsula in the context of the North Atlantic and comprises the explanation of the methodology, the description of the deposits and the exposition of the main results obtained. **Chapter 4** is about the Late Holocene evolution of the study area. **Chapter 5** is the main conclusions of the research. The memory concludes with the bibliographic references.

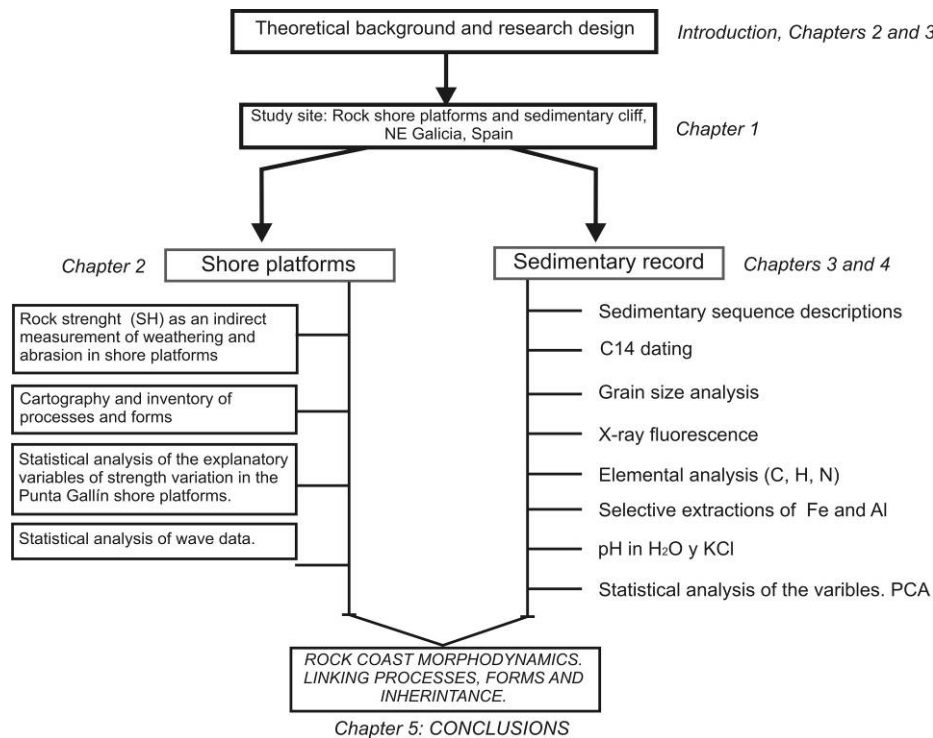


Figure 2. Flow diagram showing the structure of the research project.

1. Regional setting.

The studied area is located in the NW coast of the Iberian Peninsula (Figure3). In this area, a single, low-relief surface appears above a step sea cliff between the Peñas Cape and the Ribadeo estuary and extends to the foothills of the Cantabrian Mountains. Temperature and rainfall data allow including the area into the wet oceanic clime (Cfb, using the Köppen classification). Temperatures are moderated all the year, with an annual average of 14.9 °C and annual thermal amplitude of 11 °C. The annual accumulated precipitation is 1008 mm (Meteorological Station: Pedro Murias, Lat: 3º 32' 8" N - Long: 7º 3' 4" W - elevation 43 m).

Tidal range is 1.64 m at neap tides and 4.83 m at spring tides. The wave climate is dominated by waves arriving from the NW (70 % occurrence), following by waves coming from the N (18.4 %). The 74.1 % of waves are between 1 and 2 m significant height (H_s) with periods from 5 to 6 s (50 % of the total of 1-2 m H_s), and a maximum H_s of 11 m with periods of 14 s. Storm conditions with offshore significant wave height higher than 3 m correspond to 17.14 % of the offshore wave climate regime (Estaca de Bares Buoy, Puertos del Estado, Ministerio de Fomento; Figure 3). During the winter maximum the frequency of waves higher than 3.5 m of H_s increase up to 66.48%, with maximum heights of 13 m.

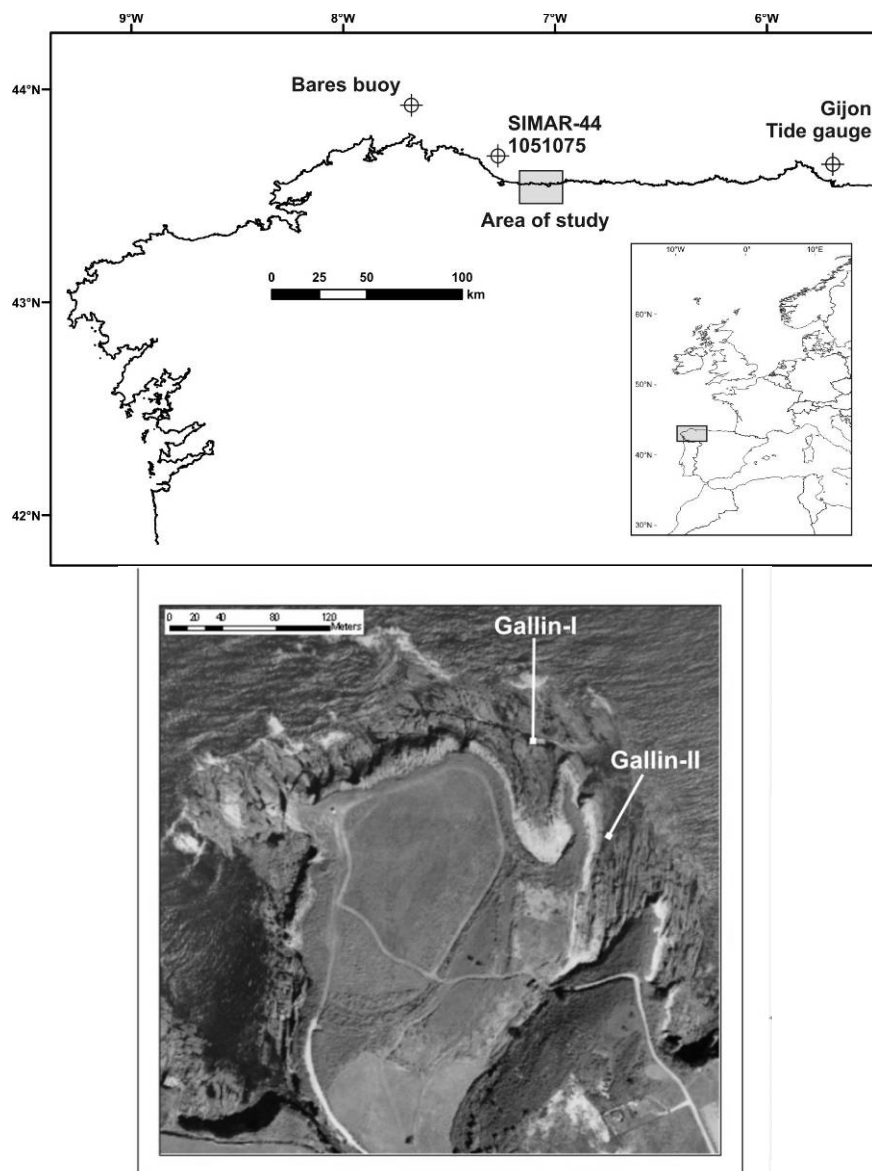


Figure 3. Above: location of the area of study and the buoy and tide gauge used. Below: aerial photograph showing the two studied shore platforms

Gallín Point is a small peninsula with two narrow inlets opened following the rock structure. A shore platform occur at the west (GA-I) and the east (GA-II) inlets; GA-II is divided in two sections, the eastern (GA-II-E) and the western (GA-II-W) separated by a channel (Figure 3). Both shore platforms are shaped in a complex rock formation composed of bands of quartzite and quartz-rich phyllites running south to north and dipping almost vertical. The

properties of each platform are showed in Table 1. The topography at the hinterland at the back of the inlets shows a gentle slope from west to east, with a valley-shape with the bottom at the back of the east embayment. At the seaward end of the Gallín-I platform there is a deep and wide channel, created by an east-west running joint fronted by an almost continuous rock barrier.

Table 1. General geological and morphological characteristics of the studied shore platforms.

	GALLÍN- I	GALLÍN II-E	GALLÍN II-W
Average width (m)	30	10	8
Length (m)	100	73	49.8
Mean tidal elevation (m)	4.84	3.97	4.76
Average Schmidt Hammer R-value	41.5	44.8	42.7
Lithology	Quartzite and phyllites	Quartzite and phyllites	Quartzite sandstone
Slope (degrees)	2.0	3.1	0.4

The back of the embayments are filled by different sedimentary facies, but only in GA-I the thickness of the sedimentary sequence was suitable for palaeoenvironmental reconstruction. In Gallín-I, the ancient sedimentary record are today forming a cliff with a maximum height of 2 m at the east section. The top of the cliff is at an elevation between 2.4 and 4.13 m above the highest astronomical tide (HAT). The cliff is fronted by a coarse-grained beach about 15 m wide and with a mean slope of $\tan\beta = 0.19$. The coarse-grained beach is in fact a 45-50 cm thick layer of clasts ranging in size from gravels to boulders up to 1.5 meters in the longest axis. The clasts rest above a very cohesive layer composed of fine sandy-silty sediments that increase its thickness from 5 cm in the seaward edge of the beach to 1.6 m at the base of the cliff. A sediment fining can be observed in the vertical section of the coarse layer, while there is no defined shore longitudinal or shore normal grain size sorting or shape classification.

2. Methodology.

This research is the result of the combination of several methods that can be divided in three groups, (i) those techniques applied to the study of the shore platforms and (ii) those applied to study the sedimentary record and (iii) wave calculations applied to the study of storm imprint in the top of the sedimentary record.

2.1. Methodology applied to study the shore platforms

The Schmidt Rock Test Hammer was used in the studied platforms to investigate rock weathering and to assess the role of geological control in their evolution and present dynamics. Due to the reduced extension of the Gallín Point platforms we applied the Schmidt Hammer in a great number of points. A Digi-Schmidt Hammer type N, with energy of impact of 2.207 Nm, has been in used in a total of 265 points (117 in Gallín I and 148 in Gallín II) distributed on the whole surface of the platforms. The platforms were surveyed with a total station Leica 307T and the position and elevation of each Schmidt Hammer station were recorded. Data of biological cover, joint density, lithology, weathering forms and processes of erosion were collected at all Schmidt Hammer sampling points. A database was created with

the following variables: (i) weathering degree (based in visual information); (ii) Rebound value (obtained with the Schmidt Hammer); (iii) tidal elevation (m); (iv) distance to the sedimentary cliff (m); (v) surficial forms (1 m²); (vi) rock type; (vii) joint density (joints/m²); (viii) biology cover (%/1 m²) and; (ix) species present (1 m²);. Using the interpolation options of ArcGis 9.3 a map of each variable was obtained using a kriging method. Multivariate statistical analysis (cluster analysis) helped to interpret the relationships between rebound values of the Schmidt Hammer, rock type, joint density, biological coverage and weathering degree assessed using a nominal semi-quantitative scale (Table 2).

Table 2. Semi-qualitative scale of weathering degree applied to the shore platforms of Gallín Point.

0	Surfaces with no evidence of weathering.
1	Signs of incipient weathering. Isolated pits, small depressions or flaking up to 1-2 cm. Quartz veins with no more than 1 cm height.
2	Surfaces showing well defined alveolar forms, with longest axis greater than 1-2 cm and/or scaling or flaking covering less than 50 % of the surface.
3	Alveolar forms and flaking covering more than 50 % of the surface. But without evidence of coalescence or degradation.
4	Alveolar forms and flaking covering more than 50 % of the surface with evidence of coalescence or degradation. In supratidal sandstones or phylites, evidence of case hardening weathering processes not related with tidal processes. Iron crusts and flaking no more than 3 mm thick.
5	<i>Pseudokarst</i> : Rough surfaces showing joint widening, alveolar coalescence, or rills more than 1 cm in depth. In supratidal sandstones and phylites, case hardening weathering covering near the 100 % of the surface. Broken honeycombs.

Thin section and Scanning Electronic Microscopy (SEM) analyses were conducted on 11 samples in order to characterize rock properties and rock -hardening weathering processes over the shore platforms.

2.2. Methodology applied to the sedimentary record.

A combination of sedimentological and pedological techniques was applied to the sedimentary deposits of Gallín Point. Four profiles were sampled at the back of Gallín-I inlet. Three profiles (GAdep-I-I, GAdep-I-VII, GAdep-I-X) were sampled in the sedimentary cliffs, taking samples every 3 cm where possible, and one profile was sampled under the present boulder beach with an Edelman type auger (GAdep-I-XI). A total of 136 samples were obtained. Field soil description was done following the Guidelines for *Soil Description* (FAO, 2006). In the laboratory, the samples were air dried and described using a Munsell Soil Color Chart (1975). Dry sediments were weighed and the fine (< 2mm) and coarse fraction (> 2 mm) were separated by dry sieving. The organic matter of 20 g of the fine fraction was removed with H₂O₂, sieved with a set of 6 meshes from 0.063 mm to 1 mm and weighed. Silt and clay content were measured using a laser diffractometer Mastersizer 2000. Grain surface analysis was done for 100 sand grains from each of the 0.5 mm and 0.2 mm fractions, for each sedimentary layer using a stereomicroscope. They were classified using the Power's roundness scale (Powers, 1958). Coarse fraction was also dry sieved using a set of 6 meshes from 2 mm to 250 mm. Statistical analysis were performed using the Gradistat spreadsheet version 4 (Blott and Pye, 2001). The clasts with an intermediate axis greater than 250 mm were measured in the field.

The pH of the fine fraction was measured in distilled water and KCl suspensions (1:2.5 w/v ratio). The organic matter content was estimated by LOI (% Loss on Ignition) by first weighing (after 24 hours at 105 °C) and second burning 5 g of dry sediment in a muffle furnace at 550 °C for 5 hours. Total C and N contents were measured on an EA1108 elemental

analyzer, and total Al, Fe, and Si by energy-dispersive X-ray fluorescence spectrometry after fine grinding (<50µm). Elemental composition of the sediments (Ti, Ca, K, Rb, Sr, Y, Zr, Cr, Mn, Ni, Cu, Zn, As, Pb, Th, Cl and Br) were determined by X-Ray Fluorescence.

Extractions with 0.2 M NH₄ oxalate-oxalic acid at pH=3 (Blakemore, 1978) and 0.1 M Na-pyrophosphate at pH=10 (Bascomb, 1968) were performed, and extracted Al and Fe were measured by flame atomic adsorption spectroscopy on a Perkin Elmer 1100B. Oxalate-extracted Al (*Al_o*) and Fe (*Fe_o*) are considered as an estimation of the total “active” Al and Fe pool and are used to calculate the amount of short-range order Al and Fe oxyhydroxides after subtraction of pyrophosphate-extractable Al (*Al_p*) and Fe (*Fe_p*). *Fe_p* and *Al_p* were interpreted as total organically bound Fe and Al, including co-associated oxyhydroxides (McKeague and Schuppli, 1982; Kaiser and Zech, 1996; Drabek et al., 2003). The difference between oxalate- and pyrophosphate-extractable Fe and Al gives a measure of amorphous inorganic Fe and Al. The *Al_ot* and *Fe_ot* ratios are frequently used to estimate the weathering degree, and are directly related to the soil evolution.

Nine samples that correspond to significant sedimentary changes in the cliffs were selected for radiocarbon dating (Table 3). Samples of soils were prepared for AMS radiocarbon dating following this procedure: the fine fraction of the samples were shaken in ultrapure distilled water for 16 h, and the suspension was filtered through a 50 µm mesh-size sieve, thereby removing sand, roots and some undecomposed organic remains. The radiocarbon dates were calibrated using CALIB 5.0.2 (Stuiver et al., 2005; Table 3, Figure 9).

Diatom analysis was not possible due to the absence of this type of fossil in the studied sediments. Only a few badly damaged specimens that were impossible to identify were found. Other methods, used as secondary tools for the study of some sedimentary levels were anthracology and the study of thin layers of sediments using the microscope.

2.3. Methodology applied to explore the storm origin of the top levels of the sedimentary sequence (GAdep-I-X): Wave calculations

Coarse clasts deposited at high elevations on rock coasts are important geomorphologic features reflecting the occurrence of high energy events (Paris et al., 2011). The top units of the studied sedimentary cliff have been interpreted as storm deposits. There have been several attempts to calculate the conditions for their deposition using the size and mass of the clasts. In this work we have applied the equation derived by Lorang (2002) to predict the height of a gravel beach crest. The basis of the equation is that the elevation to which waves can pile gravel is a function of the size and density of the material relative to the hydraulic components of swash velocity, wave frequency and run-up height:

$$h_c = \frac{1}{2} \left(\frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_w} \right) \left(\frac{gTD_i \tan \theta}{C_d U_{\max}} \right) \quad (1)$$

Where ρ_s is density of the clast, ρ_w is the density of water (1.023 g/ml), g is the acceleration due to gravity (9.81 m/s²), T is the wave period, D_i is the clast size, $\tan \theta$ is the

slope of the beach, C_d is a drag coefficient related with the clast size and the wave run-up and U_{max} is the maximum swash velocity. The significant wave height enters in the equation to calculate the drag coefficient and the maximum swash velocity.

Table 3. Radiocarbon dates calibrated using the CALIB 5.0.2 software (Stuiver et al., 2005) that uses INTCAL04 (Reimer et al., 2004).

Sample	material	^{14}C age	2 σ cal BP	2 σ cal calendar	Lab code	Source
GAdep-I-VII-02	Organic matter	S XX	-	-	CAIS 5387	This study
GAdep-I-X-1T	Organic matter	1048 \pm 35	1015 – 920	AD 937 – 1031	CNA-1055	This study
GAdep-I-X-1B	Organic matter	1347 \pm 36	1320 - 1225	AD 631 – 723	CNA-1053	This study
GAdep-I-VII-BC1	Organic matter	1760 \pm 25	1735 - 1590	AD 213-380	CAIS-5388	Feal-Pérez et al., 2009
GAdep-I-VII-BC2	Organic matter	3568 \pm 73	4015 – 3685	BC 2065 – 1740	CNA1054	This study
GA-DAT-3	Organic matter	8890 \pm 40	10180 - 9890	BC 8230- 7940	Beta 28233	This study
GAdep-I-I-46	Charcoal	10409 \pm 56	12440 - 12075	BC 10489 - 10126	CNA1055	This study
GAdep-VII-26	Organic matter	4680 \pm 40	5580- 5530	BC 3628- 3588	Beta 303429	This study
GAdep-VII-44	Organic matter	15730 \pm 70	19020 - 18870	BC 17079- 16712	Beta 303430	This study
GAdep-XI-12	Organic matter	27450 \pm 140	-	-	Beta 303428	This study
GAdep-I-VII-26	Shell	109 \pm 0.4 pMC	-	-	Beta 282338	This study

The sediment analysis of profile GAdep-I-X, supported by the presence of marine shells, allowed to defend that levels base and top levels of this profile were the result of a process of beach crest construction, and given that we know their elevation is possible to determine the height and period of the waves responsible for their deposition using the equation (1). We used a Leica TC307 total station to survey the elevation of the different sedimentary layers and the slope of the present beach. Stone density was determinate by measuring the mass of several stones and the volume of water displaced resulting in a value of 2883 kg/m³. Grain size data (D_{50} and D_{max}) of the crests were estimated from samples of the Units Sc1 and Sc3 in the central section of the beach. Wave data used were obtained from the 1996-2009 period recorded at the Bares buoy and for tide data we used the tidal gauge of Gijon harbor (Table 4), both datasets from the oceanographic network of Puertos del Estado (Banco de datos Oceanográficos. Puertos del Estado. Ministerio de Fomento).

Table 4. Parameters used in the calculations with Equation (1).

	Elevation above MHAT	Hs range (m)	T range (seconds)	Tan ϑ	D_{50}	D_{max}
Sc3	3.2	6 – 11	7 – 12	0.19	0.044	0.11
Sc1	3.5	6 – 11	7 – 12	0.19	0.054	0.15

Using these data we tested several combinations of wave height and period to identify those that could cause the deposition of the sedimentary layers. The tide elevation in the calculations was 4.70 m which corresponds to the mean high astronomical tide (MHAT) of

the Gijon tide gauge, and the value for beach slope was assumed to be similar to that of the present beach.

3. Results

3.1. Gallín Point Shore Platforms.

Field measurements, laboratory experiments and mathematical modelling (Stephenson and Kirk, 1996, 1998, 2000; Stephenson, 2000; Kanyaya and Trenhaile, 2005; Trenhaile and Porter, 2007; Trenhaile, 2001, 2005, 2008) suggest that the efficiency of weathering related to wetting and drying processes decreases with elevation in the intertidal zone. Recent research conducted in the NW Atlantic coast of the Iberian Peninsula (Blanco Chao et al., 2007) demonstrated that, in shore platforms with homogeneous lithology, the Schmidt Hammer is able to identify changes in the rock strength due to tidal weathering, and that where there are no mechanical erosion processes; weathering degree tends to increase towards the high tide level. One of the aims of this research was to apply a similar methodology to Blanco Chao et al. (2007) in order to determine if similar wetting and drying weathering tendencies were present in shore platforms comprised of metamorphic rocks.

In the two studied shore platforms simple regression analysis did not show any tendency in weathering, and no significant correlations between tidal elevation and the rebound values (*R*-values) obtained with the Schmidt Hammer were found. The studied shore platforms show complex variations both in rock type and joint density, that can hide the occurrence of weathering tendencies related with tidal elevation. Furthermore the occurrence of case hardening weathering forms related to non-marine processes in some sections of the platforms suggest different strength responses to those studied previously in other rocky coasts using the Schmidt Hammer (e.g. Blanco Chao et al., 2007).

A k-mean cluster analysis was applied to identify groups of points with similar characteristics on the platforms. The variables included in the analysis were: (i) mean *R*-value; (ii) distance to the sedimentary deposit (m) and; tidal elevation (m). The result of the analysis defined 3 homogeneous groups of points in Gallín-I and 2 groups in Gallín-II (Figures 4 and 5). Differences in the mean strength of each group are based in rock properties, tidal elevation and inherited weathering processes.

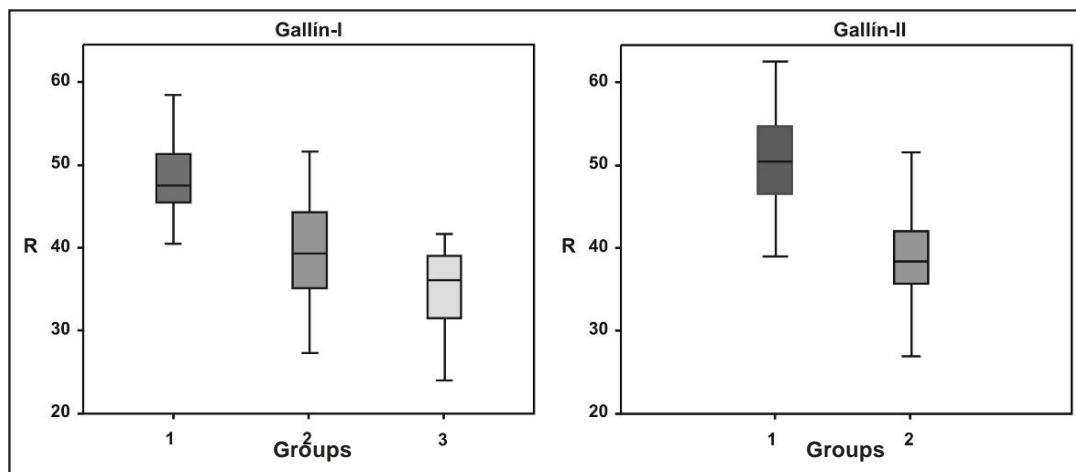


Figure 4. Box-plots graphs showing mean R-values of the groups identified with the k-medias cluster analysis. ANOVA test and pos-hoc Tukey-b test confirmed that the 3 groups of Gallín-I have different R-values (p-value <0.001). In Gallín-II a Mann-Withney test showed differences between groups 1 and 2 with a significance level < 0.001.

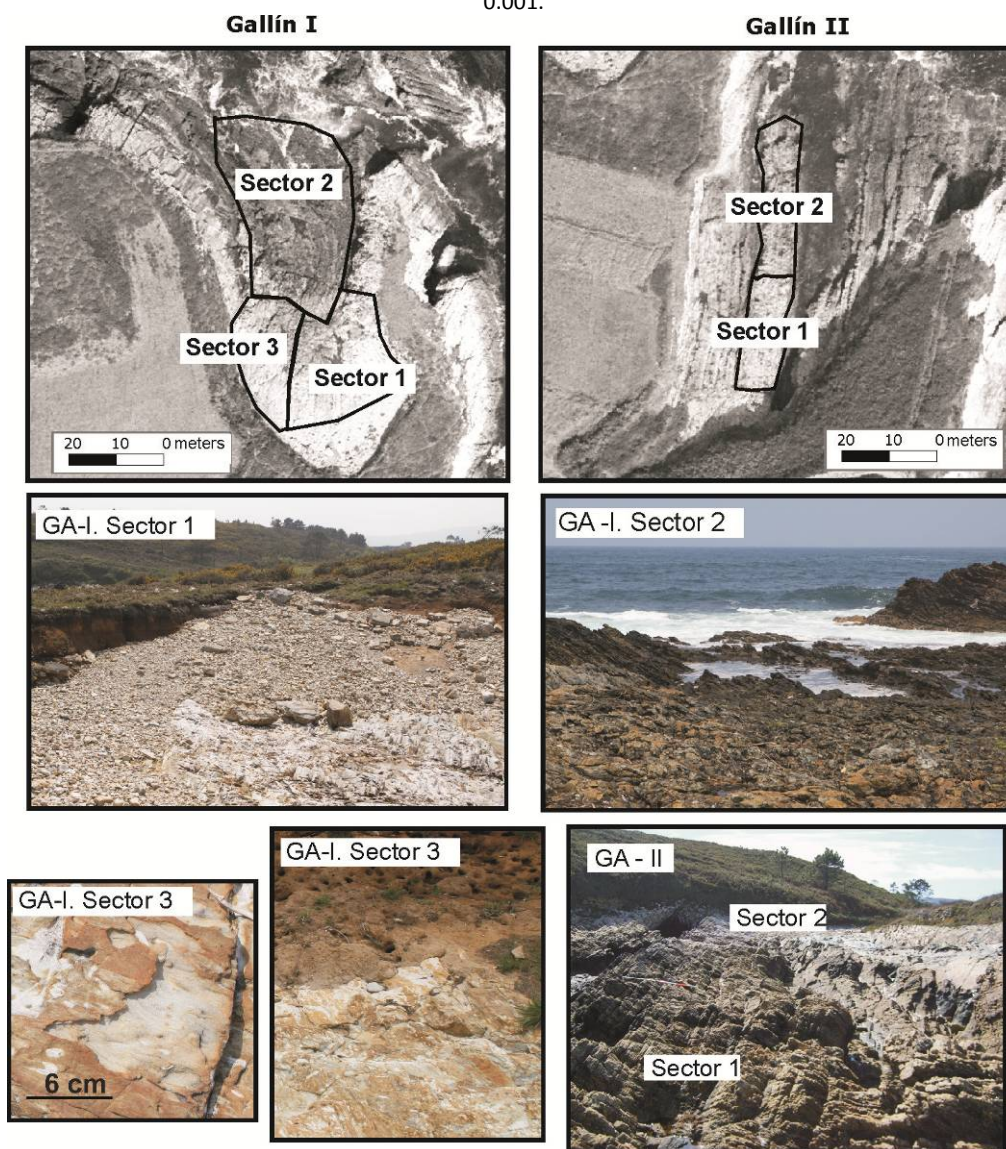


Figure 5. Sections of the shore platforms GA-I and GA-II obtained using the k-mean cluster analysis.

In GA-I section 1 (Figure 6) has the highest *R*-values and corresponds to a rich quartzite outcrop at a mean tidal elevation of 4.40 m, that is only reached by the sea during highest spring tides. Section 2 corresponds to those points that are in the present intertidal zone, below 4.5 m of tidal elevation. Section 3 includes those points located just at the foot of the sedimentary deposit situated at the back of the embayment, in the western sector of the platform. Section 3 has the highest mean tidal elevation (5.72 m). The study of thin layers and SEM analysis of rock samples from the shore platform in section 3 showed a process of iron leaching. This type of weathering implies a general reduction of rock strength and a development of iron crusts up to 5 mm thick.

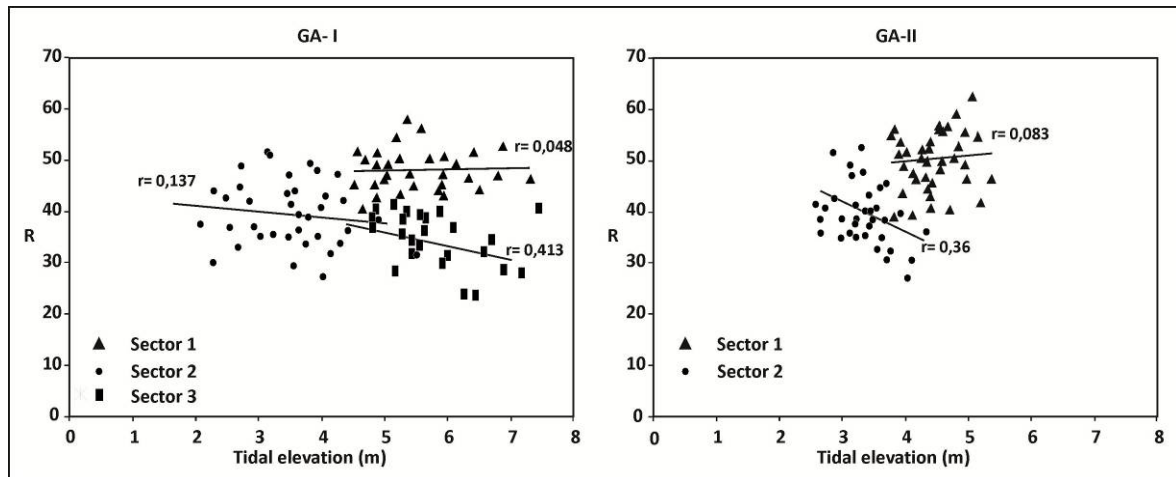


Figure 6. Correlations between tidal elevation (m) and rock strength (*R*-values) for each sector.

The negative correlation between *R*-values and tidal elevation ($r = -0.413$, *p*-value = 0.02) in section 3 suggests that rock strength decreases with tidal elevation, that is those points affected by tides are more affected than those recently exposed from below the sedimentary cliff.

In the eastern platform, GA-II, the cluster analysis allowed to identify two sections, both over a quartzite outcrop (Figures 7 and 8). Group 1 has the higher *R*-values, and it is in part supratidal, located between 3.79 and 5.16 m. Group 2, in a similar way as in GA-I, corresponds to those points within the intertidal zone, between 2.77 and 4.44 m tidal elevation.

The cluster analysis enabled the two shore platforms to be divided into two groups of similar characteristics. In both GA-I and in GA-II there are a group of points with the highest rock strength (Group 1) that in both cases corresponds with the sampling points at supratidal positions. On the contrary, in the intertidal sectors (Group 2) of both platforms the *R*-values show a negative correlation with the tidal elevation; this trend suggests a more important role of the weathering induced by the intertidal processes operating on the platforms, although with important differences in the strength of the correlation between both platforms.

In GA-I the results confirm that the geological contingency is the main control in the morphology and the evolution of the platform. The role of inherited weathering processes must be added to the geological factors to explain differences in rock strength between the 3

cluster groups. Contrary to GA-II, in GA-I, the presence of thick sedimentary deposits that fossilized the inlet during the marine regression of the last glacial period is a first order factor. Lithological variations also explain the presence or absence of some weathering forms. For example, the pseudokarst or honeycombs only appear on the phyllites, where dissolution is more active due to the higher content on silicates and the presence of planes of weakness. Quartzite shows a lower degree of weathering (1-2 in Table 2) than the phyllites and the sandstones (1 to 5 in Table 2). A chi-square test applied to sampling points located at the same tidal elevation in GA-I showed that the degree of weathering is strongly related with rock type (Pearson Chi-square= 35.25; p-value < 0.001).

In the massive quartzites of the platform GA-II neither the strength data obtained with the Schmidt Hammer nor the qualitative analysis us allowed to identify significant spatial trends in the degree of weathering. The evidence of abundant recent detachments and a rough morphology point to the importance of the erosive processes in the development of this section of the platform. The presence of iron crusts in the quartzite that today are being eroded suggest that these weathering forms are inherited from periods in which the shore platform was subjected to subaerial weathering. The hardened surfaces explain in part the increase of the *R*-values towards the high tide elevations, although it is also possible that abrasion processes at the seaward edge of the present coarse beach played a role in increasing the rock strength.

On the contrary, in the sandstones on which there was opened a channel that separates the platforms GA-II-E and GA-II-W a significant positive correlation between tidal elevation and the *R*-values ($r = 0.659$, p-value= 0,007) was found (Figure 7). This channel is the only section located at low tidal elevations and with a more homogeneous lithology than the higher sections of the platforms. The linear regression analysis confirms the same trend between tidal elevation and weathering degree previously defined in other studies (e.g. Stephenson et al., 2000, Kanyana and Trenhaile, 2005, Blanco Chao et al., 2006, 2007).

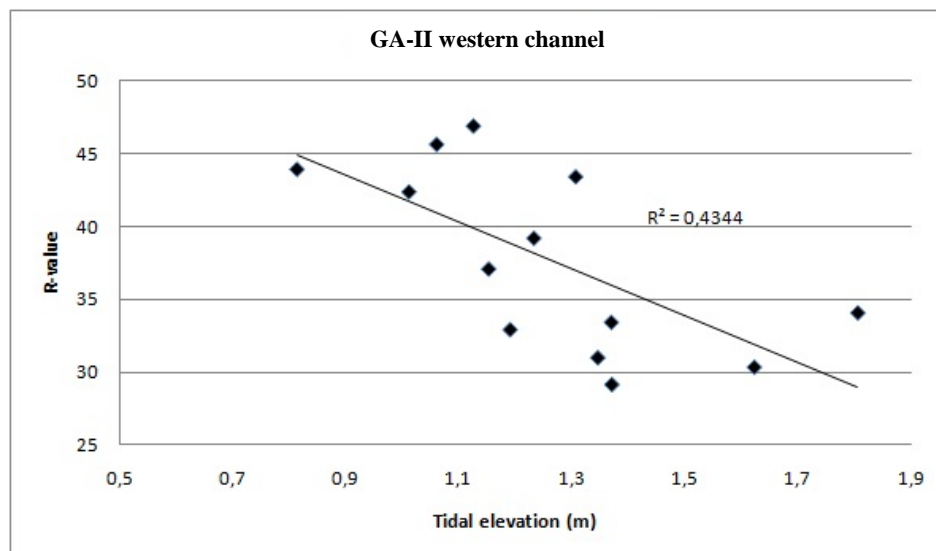


Figure 7. Correlation between tidal elevation (m) and rock strength in the channel (western sector of GA-II-E).

The studied platforms can be considered as high tide sub-horizontal - structural platforms, corresponding to the type B of Sunamura (1982). Although it has been suggested that the platforms of type B might be essentially originated by the action of waves during storms (Bird, 2000) field observations and the study of the forms and processes on the platforms of Gallín Point suggest that the present profile of the platforms is to a great extent inherited, sculpted during periods in which sea level was the same or highest than present.

At present, most of the incoming waves break on the rock barrier, and the reformed waves expend most of their energy across the shore platform. The equations developed by Trenhaile (2002b) allowed us to estimate that only the smallest waves with 1-2 m of significant height break directly on the platform (Figure 8).

The evidence of the erosion of weathering forms including tafoni and case hardenings suggest that today downwearing of weathering products is the main erosive process. As was previously remarked, today most of the wave energy is lost in the first 20 m of the platforms, reducing the effects of mechanical erosion over the platforms. During the last 4 years (2007-2011) no abrasion or new quarrying scars were observed on these platforms.

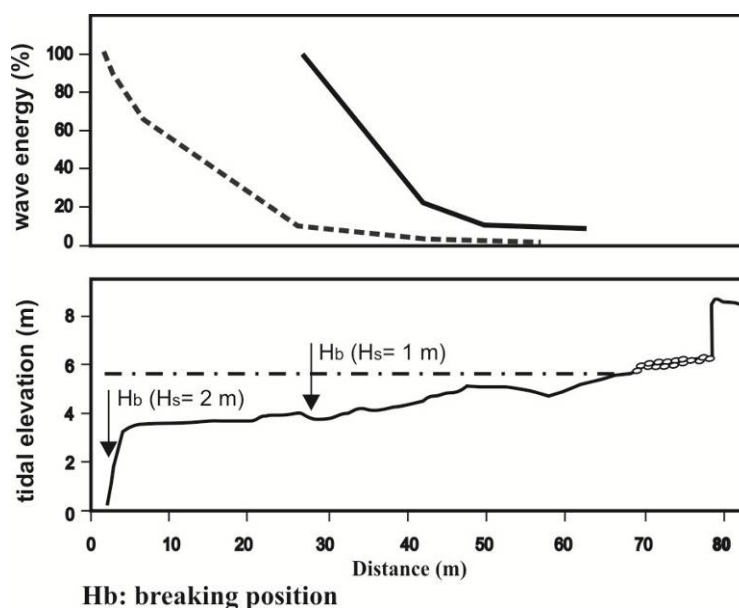


Figure 8. Percentage of wave energy expended on the shore platform GA-I during spring high tides. The 100% of wave energy correspond to breaking. The value of k was 0.1 which represents high rates of attenuation in a rough surface (Trenhaile, 2002b). Calculations were made using waves of significant heights between 1 to 2 m with periods between 5 and 6 seconds, respectively. Wave data was obtained from Gijón buoy (Puertos del Estado, Ministerio de Fomento)

3.2. Gallín Point sedimentary record.

The sedimentary cliffs at the back of the platform of GA-I has its base at an elevation of 1 m above the present high tide level, and they are 2 m high. One of the most significant characteristics of the sequence is the existence of lateral variations in the sediments between the flanks and the centre of the former embayment. Not all the sedimentary layers are present

along the sedimentary cliffs reflecting the importance of the slope topography and of the different processes that were active on each section. The western section is a protected position behind a protruding quartzite, where the sedimentary sequence is more complex. Figure 9 shows the variation of the lateral facies in the exposed sedimentary cliff. The sampled profile GAdep-I-VII corresponds to the eastern sector and its base is at 1.46 m above HAT. The profile GAdep-I-X corresponds to the central sector of the embayment, and is the top units of the sequence. Profile GAdep-I-XI is in the centre of the embayment, buried by the present boulder beach, the top of the profile is at 1.36 m above HAT. Finally, profile GAdep-I-I corresponds to the western sector of the embayment and its base is at 1.7 m above HAT.

The position below the present boulder beach, allow interpreting the sediments on profile GAdep-I-XI as a continuation in depth of profile GAdep-I-VII; most of analyzed variables (both geochemical and sedimentological) show a natural continuity between both profiles. Figure 10 shows LOI, Br, Si Al, Fe, percent of gravel and sand mean size in both profiles. Radiocarbon datings obtained in unit Sco0 of GAdep-I-VII and in the base of the unit Sbp2 of profile GAdep-I-XI were 19020-18.870 yr. ca BP and 27450 +/- 140 yr. BP respectively, which is coherent with this hypothesis of sedimentary continuity between both profiles.

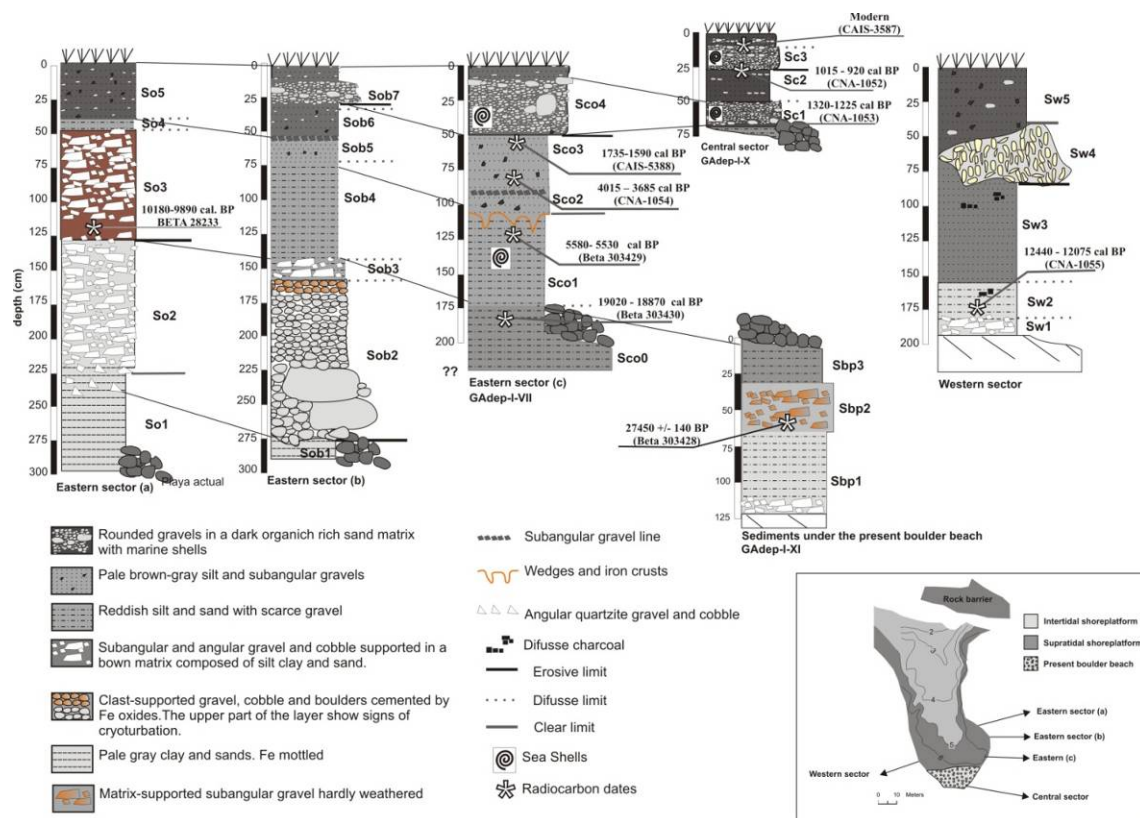


Figure 9. Schematic levels of GA-I sedimentary cliff.

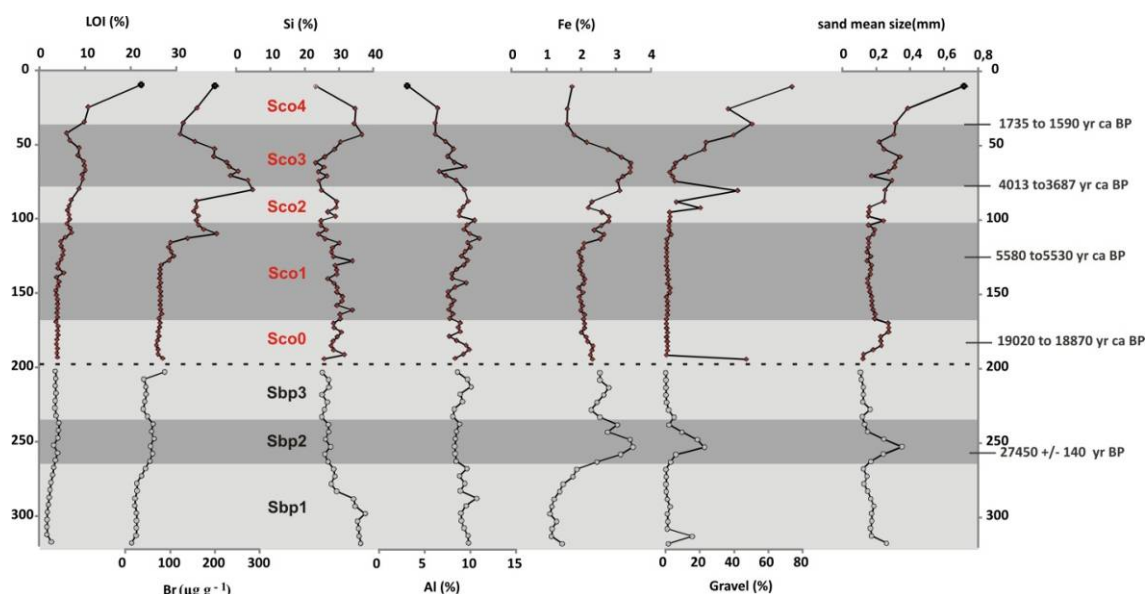


Figure 10. Vertical variation of some of the geochemical and sedimentological variables considered in profile GAdep-I-VII (red codes) and GAdep-I-XI (black codes). Dashed line marks the gap between both profiles.

The similar properties of Unit Sob2 (Figure 9) with other sedimentary layers widespread distributed along the NW coast of Spain suggest that is the remnants of beach deposits that has been tentatively assigned to the last interglacial stage (5e), between 132.000 and 121.000 years BP, during which sea level was 2-3 m higher than present (Hearty et al., 2007; Shackleton, 1987). The top of this unit is affected by frost-shattered processes and is rich in organic matter which could be indicative of a stable phase during the early stages of the last glacial period. In the eastern section of the section the layer was covered by slope periglacial deposits (Unit Sob3) in which a ^{14}C date of 10180-9890 cal. yr BP. The thickness of this unit decreases from the eastern to central section of the embayment where disappears. In some parts of the cliff it is possible to see a transitional limit between units III and IV; Unit IV is composed of a 65-70 % of medium and coarse silt, and the study of the quartz sand grain surfaces (fraction 0.5 mm) showed that 55 % of the grains are rounded and polished and a 36 % are shiny subrounded, which suggests an aeolian origin for this grains. 15

After the MIS 5 transgression the periglacial conditions during the last glacial stage eroded the slopes and buried the beach. The presence of periglacial deposits widespread distributed in the studied coastal sector and even in Gallín-II inlet confirms that both inlets were buried by different facies of periglacial deposits. During the Holocene transgression these layers were eroded making available a great volume of sediments for coastal processes.

Although the sediments of Unit-Sco1 show similarities with some loess-like deposits described in the English Channel (Regnaud et al. 2003; Roberts, 1985; Ealey and James, 2011), the occurrence of sea-shells (*Nassarius pygmaeus*, *Littorina saxatilis*, *Littorina neritoides*) suggest a marine influence. The tentative chronology (before 4015 – 3695 cal yr. BP) points to a sea-level lower than today or to an initial stage of the Holocene transgression. These conditions imply a very different environment to that established after 1660 yr BP, when a period of beach crest construction started and expands to the present. With a low sea level, and with a higher amount of sediments being eroded from the older deposits, Unit IV could

have been deposited in a low energy environment, at the back of a beach barrier that created a closed or semi closed area with a small water column or hydromorphic conditions. The retraction cracks and illuviated clay content at the top of Unit IV probably correspond to the last stage of this sedimentation. The low energy conditions are also consistent with the relative high amount of organic material of this layer (from 3.79 to 5.76 % of LOI) and the poorly sorted sand fraction.

The top of the Unit Sco1 shows well developed wedges that coincide with a textural change and a coarse granulometry (Unit-V). A ^{14}C date obtained below a gravel line in the Unit-Sco3 proves that Unit-IV were buried before 4015 – 3685 cal yr. BP by the sediments of the Units V and VI, related with slope instability. At 1735-1590 cal yr. BP. there was a very important change in the morphodynamics and the Unit Sco3 was covered by coarse beach sediments. The Units Sc1, Sc2 and Sc3 are the result of a process of beach crest construction that characterizes the dynamic of the area of study during the Late Holocene, which is studied in detail in the following section of this summary.

The combination of sedimentological and pedological techniques applied to the study of profiles GAdep-I-I, GAdep-I-VII and GAdep-I-Xi allowed to distinguish the following evolutive sequence:

Sedimentation previous to the last interglacial. In the western sector of the embayment it has been identified a sedimentary layer resting directly on the rock substrate. The layer has been interpreted as an area of low energy sedimentation with oscillations of the water level. Although it has been not directly dated, the position below a sedimentary layer that was interpreted as a MIS 5 beach allows considering it as the oldest sedimentary layer of the sequence.

Last Interglacial Transgression: The similar properties of the basal unit of the sedimentary sequence in the eastern sector of the embayment with other sedimentary layers widespread distributed along the NW coast of Spain suggest that is the remnants of beach deposits that has been tentatively assigned to the last interglacial stage (MIS 5). The unit fossilizes the oldest sedimentary layer, but laterally rests directly on the upper segment of the rock platform. It was not possible to determine if the shore platform are previous to the last interglacial, but it has been proved that it was subjected to processes of erosion and sedimentation during this highstand.

Weichselian Regression: After the MIS 5 the cold conditions during the marine regression of the last glacial stage, led to an extensive sedimentation that buried the beach and coastal landforms of the MIS 5. The evidences of frost-shattered clasts in the upper layers of the MIS 5 beach suggest that it remained exposed under cold conditions. There were significant differences between the sedimentation in the flanks and in the centre of the embayment. In the flanks the slope processes were the dominant, meanwhile in the centre of the embayment the sedimentation was mainly related with low energy alluvial processes. There was detected an important input of aeolian sediments, that increased after 12440-12075 cal yr BP. It was also detected a new period of slope periglacial sedimentation after 10.180-9890 cal yr BP that

could be related to the 8.2 kyr cold event (Alley and Agústsdóttir, 2005; Barber et al., 1999; Klitgaard-Kristensen et al., 1998; Thomas et al., 2007).

Post-glacial marine transgression: The post-glacial transgression occurs along the most of the coast of Galicia eroding the continental deposits that fossilized the former MIS 5 coastline (Blanco Chao et al., 2002). Punta Gallín was subjected to a paraglacial dynamic during the post-glacial marine transgression, as other sectors of the Atlantic Galician coast. The studied shore platforms that were fossilized during the former cold stage were exhumated during the Holocene transgression. The fine material (silt and fine sand) inherited from the sediments of the last glacial stage were reworked by the sea and partially re-deposited forming a mixed deposit with a high percentage of aeolian sediments. The occurrence of sea-shells (*Nassarius pygmaeus*, *Littorina saxatilis* and *Littorina neritoides*) suggest a marine influence in the sedimentation of the level II of GAdep-I-VII. This level has been interpreted as a landward zone of active shallow-water sedimentation, related to a sea level highstand that finished 5580-5530 cal BP. The characteristics of the sediments and the radiocarbon dates points to a sea-level close to the present one but probably lower. These conditions imply a very different environment to that established after 1660 yr BP, when a period of beach crest construction started and expands to the present. With a low sea level, and with a higher amount of sediments being eroded from the older deposits, the layer could have been deposited in a low energy environment, at the back of a beach barrier that created a closed or semi closed area with a small water column or hidromorphic conditions. The retraction cracks and illuviated clay content at the top of the unit probably correspond to the last stage of this sedimentation, but without any evidence of marine influence. After this high-stand, a radiocarbon of 4015 – 3685 cal. yr. BP date obtained in a continental, alluvial facies with abundant stone lines indicates a fall in the relative sea-level.

3.3. Late Holocene evolution and present dynamic of the study site.

During the last 1700 the sedimentary cliff-boulder beach system have been characterized by a different dynamic from previous stages in which storm activity plays a prime role. The results of the sedimentary and geochemical analysis of profile GAdep-I-X confirmed that the top layers (Units Sc3 to Sc1) of the studied sedimentary sequence are the result of a process of beach crest accretion, with two moments periods characterized by the deposition of coarser sediments with higher marine inputs (Units Sc3 and Sc1) interpreted as periods of increase in wave energy. Between the sedimentation of the two coarse layers there was a period of less wave energy, characterized by finer sediments and less marine inputs. There are evidences of stabilization after the deposition of the Units Sc1 and Sc2 and prior to the deposition of the Unit Sc3 layer. The increase in depth of clay content, and as well as geochemical signal signs of weathering and pedogenesis were the result of a stabilization of the beach system.

Grain size analysis identified 3 levels on the studied sequence. The upper (Unit Sc3) and lower (Unit Sc1) layers have a higher gravel content, however in the Unit Sc1 between 30 - 47 cm there is an increase in sand and silt content and a decrease in gravel. The gravel layers are clast supported, well rounded and well to very well sorted. Sand in Unit Sc2 is poorly to

moderately sorted and there is an increase in less rounded gravels. Silt and sand content varies together, both with a negative correlation with gravels. Clay content is close to zero in the upper samples but increases from a depth of 25 cm to the bottom of the profile.

The pH values are high (6.30-7.02, Figure 11), possibly as a result of CaCO_3 input from sea. Higher soil C contents are at the uppermost level (Unit Sc3: 78–120 g kg^{-1}), and decline rapidly with depth to values ranging 40-50 g kg^{-1} in Units Sc2 and Sc1. The C concentration are strongly correlated with LOI ($r^2=0.96$) and also to N contents ($r^2=0.99$). This produce higher C/N ratios in the soil uppermost sample (C/N=15.0) reflecting the current input of organic matter from surface, while lower values were observed in the subsurface samples (C/N=11.6-12.9).

The Si concentrations ranged between 25.6% and 31.9%, with the highest values in the bottom samples of Unit Sc3 and the lowest in bottom samples of Unit Sc2 (Figure 11). The Al and Fe concentrations have its lowest values in the uppermost sample (5.0% and 1.7% respectively), and increased with depth up to 8.8% and 2.4% at 30 cm depth. The ratios of NH_4 -oxalate extractable Al and Fe to total Al (Al_{ot}) and Fe (Fe_{ot}) are frequently used to estimate the weathering degree and soil evolution. In the Units Sc1, Sc2 and Sc3 both ratios increase with depth, with low values in Unit Sc3 and progressively increasing in Unit Sc2 with the highest values at 40 cm depth, and decreasing slightly in Unit Sc1. Units Sc1 and Sc3 appear to be derived from more active events than Unit VIII. Although the ^{14}C dates indicates that the Sc2 layer was formed in 307 years, it seems that there was enough stability time to develop edaphic features.

The results of wave calculations suggest that only a narrow range of wave types can generate a run-up able to deposit clasts (of the size found) at the elevations of the Sc1 and Sc3 layers. The base of unit Sc3 is at 3.2 m above present MHAT. To deposit the sediment sizes present in layer Sc1 a minimum wave height in deep water of 6 m with a minimum period of 11 s is required, arriving during highest high tide. Waves with a significant height of 6 m and higher, and periods equal or longer than 10 s account for 1.89 % of the total wave record of the Bares Buoy (1996-2009). For deposition at the elevation of the Sc3 layer (3.51 m above MHAT) the minimum wave height required is 8 m and a period of 11 s, which represents a frequency of 1.84 % of the total wave record of the Bares Buoy (1996-2009).

During four years of field work, only one event of clast deposition on the cliff top was recorded (Figure 6 and 7). In March 2008, waves larger than 3 m H_s were maintained during 90 hours, from the 9th to 13th. The average significant wave height and period for the storm were 5.9 m and 8.5 s respectively and the maximum wave height was 19.7 m with a peak period of 16.7 s. The maximum tidal elevation during the storm was 5.09 m. Waves reached and topped the cliff at 4.1 m above HAT, and deposited several clasts of up to 20 cm b-axis diameter. The characteristics of the observed waves match very well with the predictions made with equation (1), as waves higher than 8 m with periods longer than 11 s (offshore) arrived for 14 hours between the 10th and 11th of March. For seven hours on March 10th and four hours on 11th the run-up reached the maximum elevation, above the elevation of the Sc3 layer.

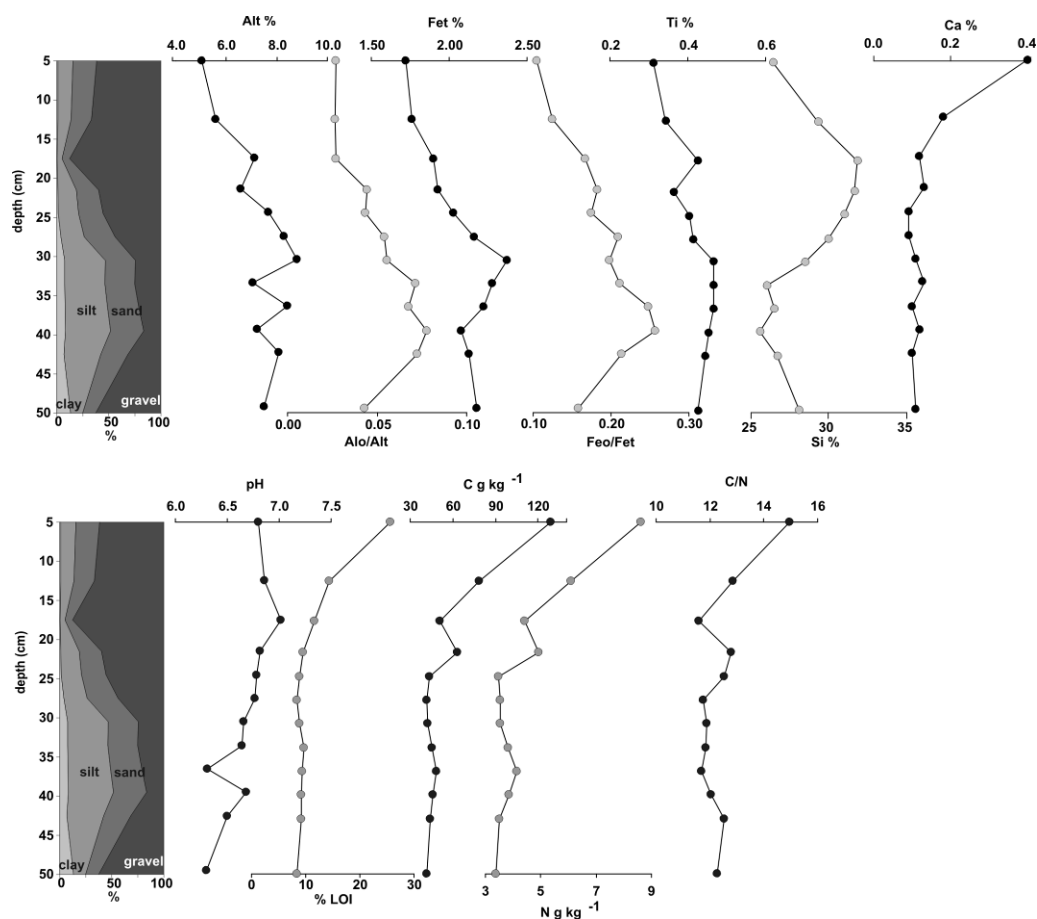


Figure 11. Physico-chemical properties of the sediments of Units Sc1, Sc2 and Sc3

The combination of sedimentological and geochemical data of the sediments and the analysis of the morphodynamic evolution of the cliff-beach complex provided evidence of significant changes in the last 1600 years (Figure 13). Results suggest that the recent evolution of this coast area can be related to changes in the morphodynamic environment, mainly a combination of variations in sediment supply and wave energy. The results of the sedimentary and geochemical analyses confirm that the studied sequence is the result of a process of beach crest accretion, with two periods characterized by the deposition of coarser sediments with higher marine inputs (Sc1 and Sc3) interpreted as periods of increase in wave energy. Between the two coarse layers there was a period of lower wave energy, characterized by finer sediments and lower marine inputs. There is also evidence of stabilization after the deposition of the Sc1 and Sc2 layers prior to the deposition of the Sc3 layer.

During the regressive stage of the last glacial period, the embayment must have been filled with the continental sedimentation from the western and eastern slopes of the embayment, fossilizing the coastal landforms and the beach formed in the previous transgression. This process is similar to that described for many coastal areas of the NW Iberian Peninsula (Blanco Chao et al., 2003). The hinterland topography limits slope or fluvial derived sediments inputs to the beach. Therefore, the only possible source of sediment for the beach crests was the erosion of ancient deposits by the Holocene rising sea-level. The nourishment of beaches from the erosion of ancient continental deposits has been described before for the Atlantic coast of Galicia (Trenhaile et al., 1999; Blanco Chao et al., 2003).

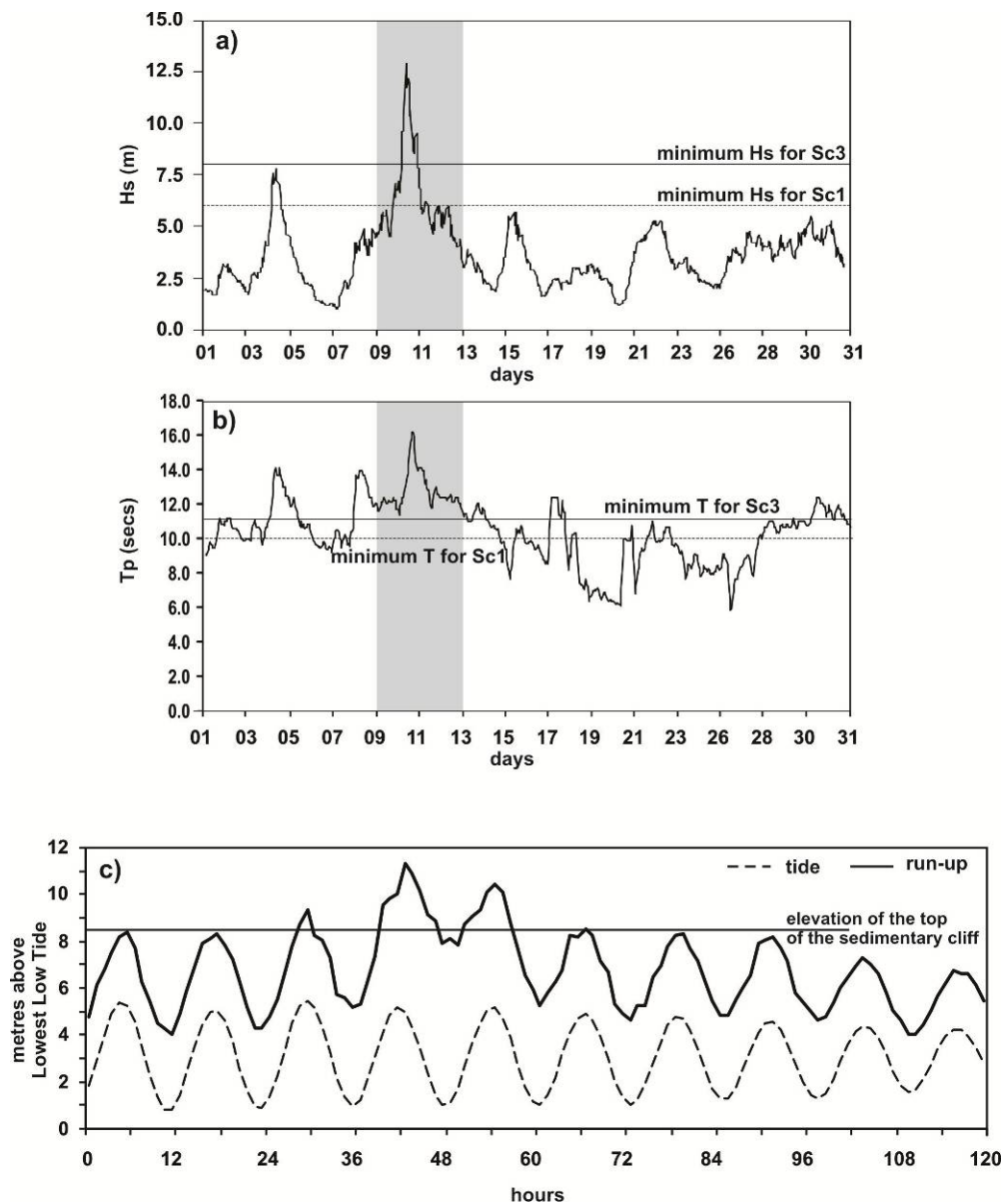


Figure 12. Significant wave height (a) and peak period (b) during march 2008. The grey rectangle is the storm of 9th to 13th; (c) is the calculated run-up during the storm.

As the erosion of deposits continued, the decrease in sediment supply and the increase in wave attenuation by the exposed shore platform led to the reorganization of the beach system inside the embayment. The characteristics of the sediments immediately below the Sco2 layer suggest a continental origin. A ^{14}C date of a sample taken over the gravel line that separates level III and IV of GAdep-I-VII provided a date of 4015 – 3680 cal yr BP. Below this layer the sediments are poorly sorted fine sands and silts. Fragments of marine shells were found on this layer, which suggests that they were deposited by coastal processes in a date around before 5580- 5530 cal. yr BP, although under different energetic conditions and presumably corresponding to a morphodynamic stage very different to that established after 1735-1590 cal yr BP.

Around 1665 cal yr BP the period of beach crest built-up started and was continuous until present. The sedimentation of the first gravel layer (Sc1) extended from 1735-1590 cal yr

BP to 1320-1225 cal yr BP. Between 1320-1225 cal yr BP and 1015–920 cal yr BP the energetic conditions were reduced, although the growth of the crest remained active but with a lower supply of gravels. After that, the wave energy environment increased again, supplying more gravel and clasts to construct the Sc3 layer. The deposition of Sc2 layer took place in a less energetic environment, as indicates by the lack of coarse material and the conservation of the upper layers of Sc1. After the deposition of Sc2 and Sc3 layers, as already mentioned, there was a period of pedogenesis as evidenced by the development of properties characteristic of incipient pedogenic evolution.

The presence of a boulder beach is a necessary feature to enable the waves to reach the elevation of the beach crests, given that beach slope is a main factor in the run-up of the waves. For the deposition of the sediments of Sc1 layer there must have been a beach at the front, otherwise wave run-up could not reach the elevation of the layer. Today, the modern beach and the Sc2 and Sc3 layers are present only on the central section of the embayment, while the east section is an eroded vertical cliff in which only the older VII layer appears at the top. Therefore, it can then be deduced that the present boulder beach was eroded from the east section after the deposition of the Sc1 layer and the entire beach may have rotated to the west.

The erosion of the beach at the east section was probably caused by a process of adjustment of the platform-beach system to the Holocene rising sea-level. In general, the geometry and topography of the shore platform favours the concentration of the wave energy in the east section of the embayment. Meanwhile the erosion of the older coarse clastic deposits was active there was enough sediment supply to maintain the beach at the east section. The erosion of the older deposits caused the exhumation of the upper segments of the rocky platform which increased wave attenuation, and a zone sheltered from wave attack was created at the eastern flank of the embayment.

The calculation of the waves needed to transport the sediments to the height of the studied layers suggests that high ($H_s \geq 6$ m) and long ($T \geq 11$ seconds) waves are required. This suggest that strong swell associated with large storms in the North Atlantic, i.e. similar conditions to that recorded in the storm event of March 2008. The changes in the wave energy and the evidence of periods of stability can be then interpreted as a function of the variations in the frequency and intensity of storminess during the last 1600 years. The lower beach level (Unit Sc1) comprises ca. 390 years of sedimentation centred in the transition from the Roman Warm Period to the Dark Ages. The Unit Sc2 is interpreted as a period of lower wave energy followed by a period of stabilization, which allowed the weathering and pedogenesis. The sedimentation of the upper coarse layer (Unit Sc3) started ca. 965 years ago with a progressive increase in wave energy, a date that matches with the departure of the Medieval Warm Period. The sedimentation of Unit Sc3 extends until present although not in a continuous way as there is evidence of periods of soil formation.

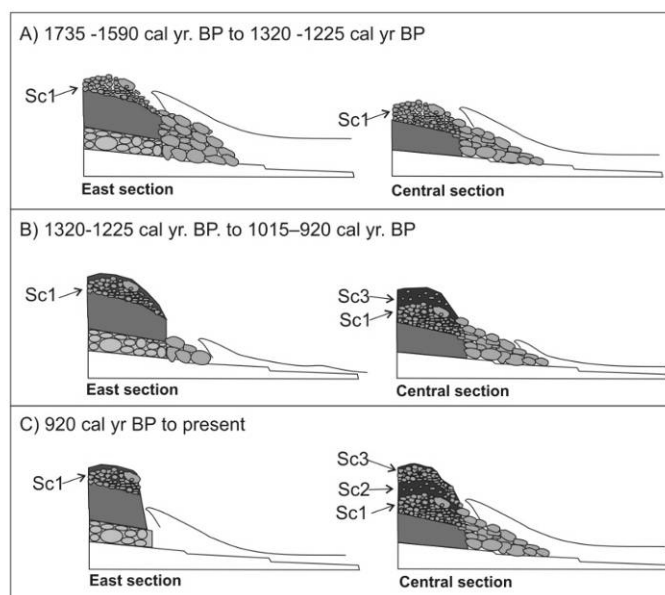
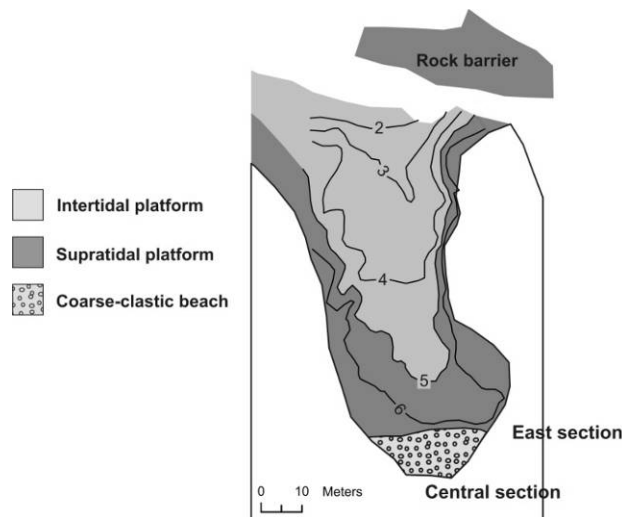


Figure 13. Evolutionary model of the study site where a) sedimentation of the Unit VII with enhanced wave run-up; b) sedimentation of the Unit VIII with a decrease in wave energy and run-up. The beach at the east section is eroded; c) sedimentation of the Unit IX, with a new period of high wave energy and high run-up. The erosion of the beach in the east section shaped a vertical cliff and waves are not able to reach the elevation of Unit IX

The defined climatic periods of the Late Holocene are mainly characterized by changes in temperature and rainfall, climatic markers that by themselves do not give direct information of winds and wave regime. One of the mechanisms invoked as a major control in the climatic changes of the Late Holocene is the variations in the North Atlantic Oscillation (NAO) index (Dawson et al., 2003, 2004; Luterbacher et al., 2002; Meeker and Mayewski, 2002). In the northeast Atlantic increased cyclone frequency during the Little Ice Age has been related to a dominant positive NAO index, and conversely, minimal storm activity during the Medieval Warm Period, when negative NAO index was dominant (Dawson et al., 2004; Meeker and Mayewski, 2002). But on the contrary, several research projects conducted in marine sediments of the Atlantic coast of the NW Spain suggest that higher storminess, identified by changes in the coastal upwelling and continental river discharge, occurs during negative NAO periods (Diz et al., 2002; Álvarez et al., 2005; Lebreiro et al., 2006). Storms affecting the NW coast of Spain are more frequent during periods of dominant high pressures in the eastern

North Atlantic that displace southwards the cyclone tracks (Lozano et al., 2004; Dupuis and Aldo, 2006). The periods of negative NAO index are characterized by this high pressures in the northeast Atlantic, and consequently the cyclonic frequency was probably opposite in the Atlantic coasts of Europe, increasing in the north during positive NAO index and in the south during negative NAO index, a reversal that has been detected at a regional scale between the latitude of Lisbon and the rias located at the north of the Miño river (Lebreiro et al., 2006). However, the results of calculations using Equation 1 and the recorded event in 2008 suggest that wave period is more important than wave height to pile clasts at the elevations of the studied layers.

However, both the results of calculations using Equation 1 and the recorded event in 2008 suggest that wave period is more important than wave height to pile clasts at the elevations of the studied layers. It has been found that the correlation between the winter NAO index and wave height is weak at the southern Atlantic coasts of Europe, changing from positive to negative just at the latitude of NW coast of Spain; but on the contrary there is a increasing northward positive correlation between the winter NAO index and wave peak period (Dodet et al, 2010; Dupuis and Aldo, 2006). Therefore, the hypothesis was that the high energy events that can contribute to the beach crest construction must be characterized by long swell waves associated to storm tracks displaced northwards, that is a with a positive NAO. To verify the hypothesis we used the SIMAR-44 dataset (Puertos del Estado, Figure 3) from the HIPOCAS project, a hindcast of waves covering from 1958 to 2001, and a monthly NAO index from the Climate Analysis Section, NCAR (Hurrell, 1995). The mean of H_s and T_p were calculated for each winter month, and we found positive correlations with the winter NAO index and winter monthly mean of H_s ($r = 0.54$) and T_p ($r = 0.6$) quite similar to those obtained by Dodet et al (2010). Furthermore, those events characterized by $H_s \geq 6$ m and $T_p \geq 11$ s were identified in the dataset and related with the monthly NAO index, resulting that 74.4 % of them were associated with a positive NAO index (Figure 139). This type of storm events must be coincident with high tides for an effective beach crest formation. There is no tidal data in the HIPOCAS dataset and therefore we cannot know the tide elevations during those events. Nevertheless, the minimum time interval in the HIPOCAS dataset is three hours, and the 66 % of the identified events lasted for twelve hours or more, which implies that the arrival of long swell waves extended for at least one tidal cycle.

4. Conclusions

Conclusions of this research can be divided in three main clusters: (i) those conclusions related to shore platforms geomorphology; (ii) those extracted from the study of the sedimentary sequence; (iii) general ideas about inheritance in rock coast evolution and present processes, that are derived from the global analysis of (i) and (ii).

(i) Rock shore platforms dynamics in Gallín Point

Lithology and rock structure (including the imprint of inherited weathering processes) were a major factor in the evolution and dynamics of the shore platforms of Gallín Point, sculpted in metamorphic rocks. The intertidal sections of these platforms do not show

any spatial trend related to tidal elevation as has been identified in other locations. This is explained by the extremely rough surface of the platforms and the complex stratification that masks weathering tendencies. Furthermore the high elevation of the platforms implies that only a narrow intertidal section exists, and that most of the weathering is related to spray processes. Lithological structure: rock type, bedding planes and joint density, are the most important factors in controlling the geometry of the shore platforms and rock strength.

Cluster analysis applied to the rock strength data obtained with the Schmidt Hammer allowed identifying differences in weathering degree in relation with inherited weathering forms derived from the last glacial stage. Both present geometry and the presence of polygenetic sedimentary deposits are the result of a large and complex evolution controlled by changes in the relative sea level and climatic variations. The presence of coarse beach sediments over the shore platform attributed to the last interglacial stage and the presence of a supratidal ramps and supratidal benches suggest that the geometry of the platforms of Gallín Point are to a great extent inherited landforms, developed at least during the last interglacial. The beach deposits of the previous interglacial were buried by complex periglacial sediments during the marine regression of the last glacial period. During fossilization stage an intense weathering occurred on the rock surface of the platforms, leading to different case-hardening forms. This inherited weathering process implies a strength increase in the iron crusts and a reduction, hardly notable in the phillite, in the leaching areas (as demonstrate the data obtained both with the Schmidt Hammer and with the Equotip). This inherited weathering forms that were protected under Late Pleistocene and Holocene deposits are currently influencing the development of some weathering forms (taffoni) and the erosive processes that operating today on the shore platforms, as weathering rocks are easily eroded as fresh ones.

(ii) Main conclusions from the Gallín Point Sedimentary record.

Gallín Point is a key site to understand the sea-level changes in the NW coast of Spain. Pleistocene-Holocene deposits are described in the well-exposed sections in the cliffs of Punta Gallín. The general stratigraphic sequence comprises marine and continental sedimentary layers covering since the last interglacial to the Late Holocene.

The studied sediments have provided the first evidence of a relative sea highstand after 5580-5530 yr cal BP in the coast of Galicia. This date is coherent with previous evidences described in the Iberian cantabrian margin.

(iii) On the role of inheritance on rock coast evolution

Trenhaile (2001b) mathematically modelled the Quaternary evolution of shore platforms and erosional continental shelves. The model suggested that most platforms are, at least in part, inherited from one or in many cases more interglacial stages, when sea level was similar to today's. The fact that the rock shore platforms of Gallin are buried by sediments dated at its base in 27400 ± 140 years BP, and the identification in the sedimentary record of a palaeobeach level attributed to the last interglacial prove that the platforms are inherited features from at least the last interglacial stage (MIS 5)

Both the sedimentary record and the shore platforms of Gallín point are excellent features to explore the concept of inheritance applied to rock coast evolution. Figure 14 represent the synergies between past and present processes in the studied sector. This conceptual model shows two main processes directly related to previous climate stages: (i) supratidal beach crest construction and (ii) tidal weathering effectiveness over the shore platforms.

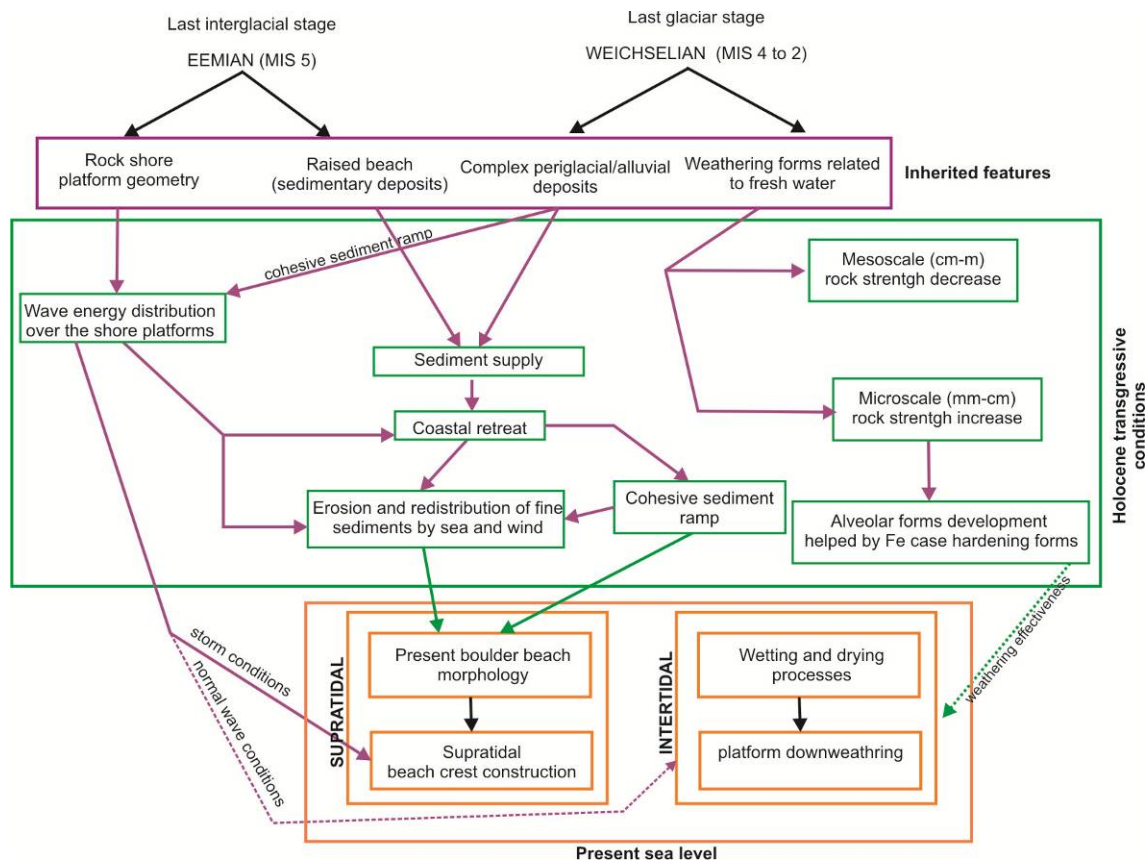


Figure 14. Conceptual model of the synergies between past and present processes in the Gallín shore platform-high tide boulder beach-sedimentary cliff system

Felton (2002) highlighted that the contribution that rocky shoreline deposits can make to studies of coastal change, through understanding shoreline processes and histories, has yet to be realized. Coarse gravel deposits are potentially the only depositional record of a range of high-energy processes occurring on rocky shorelines, and frequently, at least, part of its sedimentary sources are inherited from previous morphodynamic stages. The implementation of sedimentological and geochemical analysis to unravel the morphodynamic evolution of a cliff-beach complex provided evidences of significant changes in the last 1600 years related to storm events recycling Pleistocene coarse deposits. The cohesive clay ramp below the present boulder beach was formed by wave erosion, and possibly abrasion, during the Holocene sea transgression. This feature developed in Pleistocene sediments has been shown as necessary features to drive wave energy to the top of the sedimentary cliff allowing the clast deposition.

Present weathering patterns over the studied platforms seem to be related to previous weathering forms and processes inherited from the last glacial stage (Weichselian). During the last glacial stage, when sea level was up to 100 m lower than present, Gallín point shore platforms were subject to different weathering processes not related to marine processes. During this time, cold and wet conditions lead to a general strength decrease of the rock basement but also to the formation of iron crust. Therefore, during the Holocene transgression, these previous weathering forms influenced the erosion and weathering processes of marine origin.

The discussion concerning the relative importance of wave erosion and subaerial weathering in shore platform evolution that have occupied coastal geomorphology over the last century must be revisited including a temporal scale, as present major role processes could have a secondary role during previous stages. Conversely, those processes that today do not play an important role, as for example quarrying in Gallín Point shore platforms, probably were a primary factor in their evolution during interglacial stages in which sea level was higher than present. In a shorter temporary scale, storm surges could imply the prevalence of erosion conditions in previously weathered rock surfaces. Thus, the dominance of erosion or weathering in the origin and evolution of rock surfaces depends on the evolutionary stage of the platform as well as rock contingency that includes the effect of inherited weathering.

BIBLIOGRAFÍA

- Aa, A.R., Sjøstad, J.A.** 2000. Schmidt hammer age evaluation of the moraine sequence in front of Boyabreen, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 80, pp. 27–32.
- Adaro, L., Junquera, G.** 1916. Criaderos de Asturias. *Mem. Inst. Geol. España. Criaderos de hierro de España*, II, pp. 1-410.
- Allen, J.R.L. y Haslett, S.K.** 2006. Granulometric characterization and evaluation of annually banded mid-Holocene estuarine silts, Welsh Severn Estuary (UK): coastal change, sea level and climate. *Quaternary Science Reviews* 25, pp. 1418-1446.
- Allen, J.R.M., Long, A.J., Ottley, C.J., Pearson, D.G. y Huntley, B.** 2007. Holocene climate variability in northernmost Europe. *Quaternary Science Reviews* 26, pp. 1432-1453.
- Alley, R.B., Agústssdóttir, A.M.** 2005. The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews* 24, pp. 1123–1149.
- Allison, R.J.** 1987. Non-destructive determination of Young's Modulus and its relationship with compressive strength, porosity and density. *Geological Society of London Special Publication* 29, pp. 63–69.
- Allison, R.J., Goudie, A.S.** 1990. The form of rock slopes in tropical limestone and their associations with rock mass strength. *Zeitschrift für Geomorphologie* 34, pp. 129–48.
- Alonso Millán, A., Pagés Valcarlos, J.L.** 2000. El registro sedimentario del final del Cuaternario en el litoral noroeste de la Península Ibérica. *Márgenes Cantábrico y Atlántico. Revista de la Sociedad Geológica de España*. 13 (1), pp. 17-29
- Alonso Millán, A., Pagés Valcarlos, J.L.** 2007. Stratigraphy of Late Pleistocene costal deposits in Northern Spain. *Journal of Iberian Geology*, 33 (2), pp. 207-220.
- Alonso Millán, A., Pagés Valcarlos, J.L.** 2010. Evolución del nivel del mar durante el Holoceno en el noroeste de la Península Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 23 (3-4), pp. 157-167.
- Álvarez, M.C., Flores, J.A., Sierro, F.J., Diz, P., Francés, G., Pelejero, C., Grimalt, J.** 2005. Millennial surface water dynamics in the Ria de Vigo during the last 5000 years as revealed by coccoliths and molecular biomarkers. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 218, pp. 1-13
- Andrade, C., Marques, F., Freitas, M.C., Cardoso, R., Madureira, P.** 2002. Shore platform downwearing and cliff retreat in the Portuguese west coast. In: Pozar-Domac, A. (Ed.),
- Andrade, C., Marques, F., Freitas, M.C., Cardoso, R. and Madureira, P.** 2002. Shore platform downwearing and cliff retreat in the Portuguese West Coast. In *EUROCOAST*, editor, Littoral 2002, the changing coast, Porto: EUROCOAST/EUCC, pp. 423–431.
- Antoine, P., Catt, J., Lautridou, J.P., Somme, J.** 2003. The loess and coversands of northern France and southern England. *Journal of Quaternary Science* 18, pp. 309-318.
- Aoki, H., Matsukura, Y.** 2007. A new technique for non-destructive field measurement of rock-surface strength: an application of the Equotip hardness tester to weathering studies. *Earth Surface Processes and Landforms* 32, 1759-1769.
- Aoki, H., Matsukura, Y.** 2008. Estimating the unconfined compressive strength of intact rocks from Equotip hardness. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* Volume 67 nº 1, pp. 23-29.
- Aoyama, M.** 2005. Rock glaciers in the northern Japanese Alps: palaeoenvironmental implications since the Late Glacial. *Journal of Quaternary Science* 20, pp. 471–84.
- Arikan, F., Ulusay, R., Aydin, N.** 2007. Characterization of weathered acidic volcanic rocks and a weathering classification based on a rating system. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 66, pp. 415-430
- Armes, C.J.** 1996. Comparison of Holocene tsunami and modern storm-overwash deposits, northern Bristol Bay, Southwestern Alaska (abstract). *Geological Society of America, Northeastern Section, 31st annual meeting, Abstracts with Programs* 28(3), p. 35.
- Asensio Amor, I.; Lombardero Rico, J.M.** 1990. Depósitos coluviales y torrenciales del sector northoriental de Lugo (Galicia). *Cuaderno del Laboratorio Geológico de Laxe*. Vol. 15, pp. 171-181.
- Aufmuth, R.E.** 1973. A systematic determination of engineering criteria for rocks. *Bulletin of the Association of Engineering Geology* 11, pp. 235–45.

- Augustinus, P.C.** 1992a. Rock resistance to erosion: some further considerations. *Earth Surface Processes and Landforms* 16, pp. 563–569.
- Augustinus, P.C.** 1992b. The influence of rock mass strength on glacial valley cross-profile morphometry: a case study from the Southern Alps, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms* 17, pp. 39–51.
- Austin, M.J., Masselink, G.** 2006. Observations of morphological change and sediment transport on a steep gravel beach. *Marine Geology* 229, pp. 59–77
- Aydin, A., Basu, A.** 2005. The Schmidt Hammer in rock material characterization. *Engineering Geology* 41, pp. 1–14.
- Ballantyne, C.K., Black, N.M., Finlay, D.P.** 1989. Enhanced boulder weathering under late-lying snowpatches. *Earth Surface Processes and Landforms* 14, 745–750.
- Ballantyne, C.K., Black, N.M., Finlay, D.P.** 1990. Use of the Schmidt test hammer to detect enhanced boulder weathering under late-lying snow patches. *Earth Surface Processes and Landforms* 15, pp. 471–474.
- Ballantyne, C.K., Harris, C.** 1994. *The Periglaciation of Great Britain*. Cambridge University Press, p. 330.
- Ballantyne, C.K., McCarroll, D., Asje, A. and Dahl, S.O.** 1997. Periglacial trimlines, former nunataks and the altitude of the last ice sheet in Wester Ross, northwest Scotland. *Journal of Quaternary Science* 12, pp. 225–38.
- Bao, R., Alonso, A., Delgado, C., Pages, J.L.** 2007. Identification of the main driving mechanisms in the evolution of a small coastal wetland (Traba, Galicia, NW Spain) since its origin 5700 cal yr BP. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 247, pp. 296–312.
- Bao, R., Freitas, M.C., Andrade, C.** 1999. Separating eustatic from local environmental effects: a late-Holocene record of coastal change in Albufeira Lagoon, Portugal. *The Holocene* 9, pp. 341–352.
- Barber, D.C., Dyke, A., Hillarie-Marcel, C., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Kerwin, M.W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M.D., Gagnon, J.M.** 1999. Forcing of the cold event of 8200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature* 400, pp. 344–348.
- Barrois, Ch.** 1882. Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Geol. Nord.*, 2 (1), pp. 1–630, Lille.
- Bartrum J.A., Turner, F.J.** 1928. Pillow lavas, peridotites, and associated rocks from northernmost New Zealand, *Transactions of the New Zealand Institute* 59, pp. 98–138.
- Bartrum, J.A.** 1916. High-water rock-platforms: a phase of shore-line erosion, *Transactions and Proceedings of the New Zealand Institute* 48, pp. 132–134.
- Bartrum, J.A.** 1924. The shore-platform of the west coast near Auckland: its storm wave origin, *Australian and New Zealand Association for the Advancement of Science* 16 (1924), pp. 493–495.
- Bartrum, J.A.** 1926. Abnormal shore platforms, *Journal of Geology* 34, pp. 793–807.
- Bartrum, J.A.** 1938. Shore platforms, *Journal of Geomorphology* 13, pp. 266–272.
- Basarir, H. and Karpuz, C.** 2004. A rippability classification system for marls in lignite mines. *Engineering Geology* 74, 303–318.
- Bascomb, C.L.** 1968. Distribution of pyrophosphate iron and organic carbon in soils of various groups. *Journal of Soil Science* 19, pp. 251–256.
- Bastida, F., Pulgar, J.A.** 1978. La estructura del manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 10.
- Bates, M.R., Keen, D.H., Lautricou, J.P.** 2003. Pleistocene marine periglacial deposits of the English Channel. *Journal of Quaternary Science* 18, pp. 319–337
- Benedict, J.B.** 1993. Influence of snow upon rates of granodiorite weathering, Colorado Front Range, USA. *Boreas* 22, pp. 87–92.
- Betts, M.W., Latta, M.A.** 2000. Rock surface hardness as an indication of exposure age: an archaeological application of the Schmidt Hammer. *Archaeometry* 42, pp. 209–223.
- Bird, E.C.F.** 2000. *Coastal Geomorphology. An Introduction*. John Wiley & Sons, Chichester 322 pp.
- Bird, E.C.F., Dent, O.F.** 1966. Shore platforms on the south shore of New South Wales. *Aust. Geogr.* 10, pp. 71–80.
- Birkeland, P. W.** 1999. *Soils and Geomorphology*. Third edition. Oxford University Press, USA, 448 pp.
- Blakemore, L.C., Searly, P.L., Daly, B.K.** 1981. *Soil Boreu Laboratory Methods. Methods for Chemical Analysis of Soils*. New Zealand Soil Boreu, Scientific Report 10a.
- Blakemore, L.C.** 1983. Acid oxalate-extractable iron, aluminum and silicon. *ICOMAND, Circular Letter*, No. 5. New Zealand Soil Bureau, Lower Hutt Appendix 1.

- Blanco Chao, R., Pérez Alberti, A.** 1996. Los procesos de inestabilidad de los acantilados como factores del retroceso reciente de la costa de Galicia: Montes da Lagoa y Ría de Ortigueira (A Coruña). In: Pérez Alberti, A., Martini, P., Chesworth, W., Martínez Cortizas, A. (Eds), *Dinámica y evolución de medios Cuaternarios*. Xunta de Galicia, Santiago, pp. 359-373.
- Blanco Chao, R., Costa Casais, M., Martínez Cortizas, A., Pérez Alberti, A., Páz, M.** 2002. Holocene evolution on Galician coast (NW Spain): an example of paraglacial dynamics. *Quaternary International*, 93-4, pp.149-159.
- Blanco Chao, R., Costa Casais, M., Martínez Cortizas, A., Pérez Alberti, A., Trenhaile, A.S.** 2003. Evolution and inheritance of a rock coast: western Galicia, northwestern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, pp. 757-775.
- Blanco Chao, R., Pérez Alberti, A., Valcárcel Díaz, M. y Costa Casais, M.** 2006. Alteración y abrasión en plataformas litorales: Canal Beagle (Argentina) y costa NW de la Península Ibérica. In: A. Pérez Alberti y J. López Bedoya (eds.) *Geomorfología y Territorio*. Servicio de Publicacións da USC, Santiago. pp. 323-336.
- Blanco Chao, R., Pérez Alberti, A., Costa-Casais, M., Valcárcel Díaz, M.** 2006. Abrasion processes in coarse-clastic beaches linked to rocky shore platforms. En I. Alonso y J. A. G. Cooper (eds.), *Journal of Coastal Research. Special Issue. Coastal Geomorphology in Spain. Proceedings of the III Spanish Conference on Coastal Geomorphology* 48, pp. 21-28. Las Palmas de Gran Canaria.
- Blanco Chao, R., Pérez Alberti, A., Trenhaile, A.S., Costa-Casais, M., Valcárcel-Díaz, M.** 2007. Shore platform abrasion in a para-periglacial environment. *Galicia, northwestern Spain* 83, pp. 136-151.
- Blikra, L.H., Longva, O.** 1995. Frost-shattered debris facies of Younger Dryas age in the coastal sedimentary successions in western Norway: palaeoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 118, pp. 89-110
- Blott, S.J., Pye, K.** 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, pp. 1237–1248.
- Boelhouwers, J.C., Jager, D.F. and de Joode, A.** 1999. Application of relative-age dating methods to openwork debris flow deposits in the Cederberg Mountains, Western Cape, South Africa. *South African Geographical Journal* 81, pp. 135–142.
- Bohncke, S., Vanderberghe, J., Huijzer, A.S.** 1993. Periglacial environments during the Weichselian Late Glacial lowland valleys. In: Lang, G and Schulicheter, C (eds), *Lake, Mire and River environments*, 115-121. Balkema Rotterdam.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G.** 1997. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278, pp. 1257-1265
- Bourrouilh-Le Jan, F.G., Talandier, J.** 1985. Sédimentation et fracturation de haute énergie en milieu récifal: tsunamis, ouragans et cyclones et leurs effets sur la sédimentologie et la géomorphologie d'un atoll: Motu et Hoa, à Rangiroa, Tuamotu, Pacifique SE. *Marine Geology* 67, pp. 263–333.
- Bowen, D.Q.** 1999. +23 m Stage 11 sea level in Southern Britain. In: Poore, R.Z., Burkle, L., McNulty, W.E. (Eds.), *Marine Oxygen Isotope Stage 11 and Associated Terrestrial Records*. U.S. Geological Survey Open File Report 99–312, pp. 15–17.
- Brehaut, R. N.** 1982. The ecology of rocky shores. The Institute of Biology Studies in Biology no. 139.— 58 pp. London: Edward Arnold (Publ.) Ltd.
- Broecker, W.S., Thurber, D.L., Goddard, J., Ku, T.L. Matthews, R.K. Mesolella, K.J.** 1968. Milankovitch Hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep sea sediments. *Science*, 159, pp. 297-300. DOI: 10.1126/science.159.3812.297
- Brook, M.S., Kirkbride, M.P., Brock, B.W.** 2004. Rock strength and development of glacial valley morphology in the Scottish Highlands and northwest Iceland. *Geografiska Annaler* 86A, pp. 225–34.
- Brooke, B.P., Young, R.W., Bryant, E.A. Murray-Wallance, C.B., Price, D.M.** 1994. A Pleistocene origin for shore platforms along the northern Illawarra coast, New South Wales. *Australian Geographer* 25, pp. 178-185
- Bryant, E.A.**, 2001. *Tsunamis: The Underrated Hazard*. Cambridge University Press, Stanford. 350 pp.
- Bryant, E.A., Nott, J.F.**, 2001. Geological indicators of large tsunamis in Australia. *Natural Hazards* 24, pp. 231–249.
- Bryant, E.A., Young, R.W., Price, D.M.**, 1992. Evidence of tsunami sedimentation on the southeastern coast of Australia. *Journal of Geology* 100, pp. 753–765.

- Bryant, E.A., Young, R.W., Price, D.M.** 1996. Tsunami as a major control on coastal evolution, Southeastern Australia. *Journal of Coastal Research* 12, pp. 831–840.
- Bryant, E.A., Young, R.W., Price, D.M., Pease, M.I., Wheeler, D.J.** 1997. The impact of tsunami on the coastline of Jervis Bay, southeastern Australia. *Physical Geography* 18, pp. 441–460.
- Bryant, E.A., Young, R.W.** 1996. Bedrock-sculpturing by tsunami, South Coast NewSouth Wales, Australia. *Journal of Geology* 104, pp. 565–582.
- Bryant, E.A., Haslett, S.K.** 2007. Catastrophic wave erosion, Bristol Channel, United Kingdom: impact of tsunami? *Journal of Geology* 115, pp. 253–269.
- Burbank, D.W. Anderson, R.S.** 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science, USA.
- Carballas Fernández, M.A.** 1982. Estudio de la génesis del Ranquer Atlántico. Ph.D. Thesis, Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 63 pp.
- Carballas, T., Duchaufour, P., Jacquin, F.** 1967. Évolution de la matière organique des rankers. *Bull. Ec. Natl. Super. Agron. Nancy* 9, 20-28 (in French).
- Cargill, J.S. and Shakoor, A.** 1990: Evaluation of empirical methods for measuring the uniaxial compressive strength. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 27, 495–503.
- Christiansen, H.H., Bennike, O., Böcher, J., Elberling, B., Humlum, O. and Jakobsen, H.J.**
- Carter, R.W.G., Woodroffe, C.D.** 1994. In: R.W.G. Carter and C.D. Woodroffe, Editors, *Coastal Evolution*, Cambridge University Press, Cambridge, 515 pp.
- Carter, R.W.G.** 1988. *Coastal environments. An introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines*. Academic Press. Londres.
- Carter, R.W.G., Orford, J.D.** 1993. The morphodynamics of coarse clastic beaches and Barriers: a short and long perspective. *Journal of Coastal Research* 15, pp. 158-179.
- Castillo Rodríguez, F.** 2000. Estudio sinóptico y analítico de la precipitación en Galicia. Tesis Doctoral. Universidad de Santiago de Compostela.
- Castillo Rodríguez, F., Martínez Cortizas, A., Blanco Chao, R.** 1999 Galicia dentro do contexto das latitudes medias. In A. Martínez Cortizas y A. Pérez Alberti (coord) *Atlas Climático de Galicia*. Xunta de Galicia. Santiago. 207 pp.
- Cearreta, A.** 1992. Cambios medioambientales en la Ría de Bilbao durante el Holoceno. *Cuadernos de la Sección de Historia* 20, pp. 435-454.
- Cearreta, A.** 1999. Holocene sea-level change in the Bilbao estuary (North Spain): Foraminiferal evidence. *Micropalaeontology* 55, pp. 265-276
- Ceryan, S. Tudes, S., Ceryan, N.** 2008. A new quantitative weathering classification for igneous rocks. *Environmental Geology* 55, pp. 1319-1336
- Chappell, J.** 1974. Geology of coral terraces, Houn Peninsula, New Guinea: a study of Quaternary tectonic movements and sea level changes. *Geol. Soc. Am- Bull.* 85, pp. 553-570.
- Chappell, J.** 1983. A revised sea-level record for the last 300.000 years from Papua New Guinea. *Search* 14, pp. 101-111.
- Chappell, J. Shackleton, N.J.** 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature* 324, pp. 137-140
- Chelli, A. Pappalardo, M., Arozarena Llopis, V., Federici, P.R.** 2010, The relative influence of lithology and weathering in shaping shore platforms along the coastline of the Gulf of La Spezia (NW Italy) as revealed by rock strength, *Geomorphology*, 118, pp. 93-104
- Chen, J.H. Curran, H.A., White B., Wasseburg, G.J.** 1991. Precise chronology of the last interglacial period: 234U–230Th data from fossil coral reefs in the Bahamas, *Geological Society of America Bulletin* 103, pp. 82–97.
- Christiansen, H.H., Bennike, O., Böcher, J., Elberling, B., Humlum, O., Jakobsen, B.H.** 2002. Holocene environmental reconstruction from deltaic deposits in northeast Greenland. *Journal of Quaternary Science* 17, 145–160.
- Clark, R., Wilson, P.** 2004. A rock avalanche deposit in Burtness Comb, Lake District, northwest England. *Geological Journal* 39, 419–430.
- Colman, S.M.** 1981. Rock-weathering rates as functions of time. *Quaternary Research* 15, pp. 250 -264.
- Costa Casais, M., Martínez Cortizas, A., Pérez Alberti, A.** 1996a. Tipos de depósitos costeiros antigos entre o Cabo de Fisterra e o de Corrubedo. En A. Pérez Alberti, P.Martini, W. Chesworth, A. Martínez Cortizas (eds.): *Dinámica y evolución de medios Cuaternarios*. Xunta de Galicia. Santiago de Compostela.

- Costa Casais, M., Moares Domínguez, C., Martínez Cortizas, A.** 1996b. Caracterización físico-química do depósito litoral de Mougás (Pontevedra): implicacións morfoxenéticas. En A. Pérez Alberti, P. Martini, W. Chesworth, A. Martínez Cortizas (eds.): *Dinámica y evolución de medios Cuaternarios*. Xunta de Galicia. Santiago de Compostela, pp. 421-440
- Costa-Casais, M.** 2001. Análisis sedimentaria e reconstrucción paleoambiental da costa atlántica de Galicia. Tesis doctoral. Santiago de Compostela. Universidad de Santiago de Compostela Servicio de publicacións e intercambio científico. 258 pp.
- Costa Casais, M., Blanco Chao, R., Martínez-Cortizas, A., Pérez Alberti, A.** 2007. Los episodios Heinrich en la costa de Galicia (NW de la Península Ibérica). Un análisis a través de los sedimentos continentales. *Territoris* (2007-2008), pp. 39-53
- Costas-Otero, S.** 2008. Origen y evolución del conjunto playa-duna-lagoon de Cíes (Parque Nacional Marítimo-Terrestre de las Islas Atlánticas de Galicia). Organismo Autónomo Parques Nacionales. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid. 191 pp.
- Costas-Otero, S., Muñoz Sobrino, C. Alejo, I., Pérez-Arlucea, M.** 2009. Holocene evolution of a rock-bounded barrier lagoon system, Cíes Islands, northwest Iberia. *Earth Surface processes and Landforms* 34, pp. 1575-1586
- Coutard, S., Lautridou, J.P., Rhodes, E., Clet, M.** 2006. Tectonic, eustatic and climatic significance of raised beaches of Val du Saire, Cotentin, Normandy, France. *Quaternary Science Reviews* 25, pp. 595-611.
- Cowell, P.J., Thom, B.G.** 1994. Morphodynamics of coastal evolution. En R.W.G. Carter and C.D. Woodroffe (eds.) *Coastal evolution. Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press.
- Cruslock, E.M., Naylor, L.A., Foote, Y.L., Swantesson, J.O.H.** 2010. Geomorphologic equifinality: A comparison between shore platforms in Hoga Kusten and Faro, Sweden and the Vale of Glamorgan, South Wales, UK. *Geomorphology* 114, Rock Coast Geomorphology, pp. 78-88.
- Dabrio C. J, Zazo C, Goy J.L, Sierró F J, Borja F., Lario J., Gonzalez J.A, Flores J.A.** 2000. Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cadiz, Southern Spain). *Marine Geology* 162, pp. 381-404.
- Dana, J.D.** 1848. *Geology, report of the U.S. Exploration Expedition During the Years 1838 to 1842*, Putnam, New York.
- Davidson-Arnott, R.G.D.** 1986. Rates of erosion of till in the nearshore zone. *Earth Surface Processes & Landforms* 11, pp. 53-58.
- Davidson-Arnott, R.G.D., Langham, D.R.J.** 2000. The effects of softening on nearshore erosion of a cohesive shoreline. *Marine Geology* 166, pp. 145-162.
- Davidson-Arnott, R.G.D., Ollerhead, J.** 1995. Nearshore erosion on a cohesive shoreline. *Marine Geology* 122, pp. 349-365.
- Davies, J.L.** 1964. A morphogenetic approach to world shorelines. *Zeitschrift fur Geomorphologie* 8, 127-142
- Davies, K.H.** 1983. Amino acid analysis of Pliocene marine molluscs from the Gower Peninsula. *Nature* 302, pp. 137-139
- Davies, R.A.** 1985. Beach and nearshore zone. In Davies, R.A. (ed). *Coastal sedimentary environments*: 379- 444. Springer-Verlag. New York. 716 pp.
- Dawson, A., Elliott, L., Noone, S., Hickey, K., Holt, T., Wadhams, P., Foster, I.** 2004. Historical storminess and climate 'see-saws' in the North Atlantic region. *Marine Geology* 210, pp. 247- 259
- Dawson, A.G., Stewart, I., Morton, R.A., Richmond, B.M., Jaffe, B.E., Gelfenbaum, G.** 2008. Tsunami deposits in the geological record. *Sedimentary Geology* 211, pp. 92-93.
- Dawson, A.G, Elliott, .L, Mayewski, P., Lockett, P., Noone, S., Hickey, K., Holt, T., Wadhams, P., Foster, I.** 2003. Late-Holocene North Atlantic climate 'seesaws', storminess changes and Greenland ice sheet (GISP2) palaeoclimates. *The Holocene* 13: 381-392.
- Day, M.J.** 1980. Rock hardness: field assessment and geomorphic importance. *Professional Geographer* 32, pp. 72-81.
- Day, M.J.** 1981. Rock hardness and landform development in the Gunong Mulu National Park, Sarawak, E. Malaysia. *Earth Surface Processes and Landforms* 6, pp. 165-72.
- Day, M.J.** 1982. The influence of some material properties on the development of tropical karst terrain. *Transactions British Cave Research Association* 9, pp. 27-37.
- Day, M.J., Goudie, A.S.** 1977. Field assessment of rock hardness using the Schmidt test hammer. *BGRG Technical Bulletin* 18, pp. 19-29.

- De La Beche, H.T.** 1839. Report on the geology of Cornwall, Devon and West Somerset. Memoir, Geological Survey Great Britain, London.
- Delibrias, G., Nonn, H., Van Campo, M.** 1964. Age et flore d'un dépôt périglaciaire reposant sur la "rasa" cantabrique près de Burela (Galice). Espagne. C.R.Ac.Sc., París, 259, pp. 4092-4094.
- Devoy, R.J.N., Delaney, C., Carter, R.W.G., Jennins, S.C.** 1996. Coastal stratigraphies indicators of environmental changes upon European Atlantic coast in the late Holocene. *Journal of Coastal Research* 12 (3), pp. 564-588.
- Dias Alveirinho, J.M.A., Boski, T., Rodrigues, A., Magalhães, F.** 2000. Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present – a synthesis. *Marine Geology* 170 (1-2), pp. 177-186
- Díaz-Fierros, F., Benito, E., Saa, P.** 1989. Estudio e interpretación paleoecológica de los análisis de polen de las marismas de Galicia. El Cuaternario en España y Portugal Actas de la II reunión del Cuaternario Ibérico, Madrid, pp. 191-199.
- Dickson, M.E., Kennedy, D.M., Woodroffe, C.D.** 2004. The influence of rock resistance on coastal morphology around Lord Howe Island, Southwest Pacific. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, pp. 629–643.
- Dickson, M.E.** 2004. The development of talus slopes around Lord Howe Island, Australia, and implications for the history of island planation, *Australian Geographer* 35, pp. 223–238
- Dickson, M.E.** 2006. Shore platforms development around Lord Howe Island, southwest Pacific, *Geomorphology* 76, pp. 295–315.
- Dinçer, I., Acar, A., Cobangulu, I., Uras, Y.** 2004. Correlation between Schmidt hardness, uniaxial compressive strength and Young's modulus for andesites, basalts and tuffs. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 63, pp. 141–48.
- Diz, P., Francés, G., Pelejero, C., Grimalt, J.O. and Vilas, F.** 2002. The last 3000 years in the Ría de Vigo (NW Iberian Margin): climatic and hydrographic signals. *The Holocene* 12, pp. 459-68.
- Dodet, G., Bertin, X., Taborda, R.** 2010. Wave climate variability in the North-East Atlantic Ocean over the last six decades. *Ocean Modelling* 31 : 120–131.
- Dominey-Howes, D.** 2007. Geological and historical records of Australian tsunamis. *Marine Geology* 239, 99–123.
- Dominey-Howes, D., Humphreys, G., Hesse, P.** 2006. Tsunami and palaeotsunami depositional signatures and their potential value in understanding the Late- Holocene tsunami record. *The Holocene* 16, pp. 1095–1107
- Dominguez-Villar, D., Arteaga, C., Garcia-Gimenez, R., Smith, E.A., Pedraza, J.** 2008. Diurnal and seasonal water variations of temperature, pH, redox potential and conductivity in gnammas (weathering pits): Implications for chemical weathering, *Catena* 72, pp. 37–48
- Drabek, O., Boruvka, L., Mladkova, L., Kocarek, M.** 2003. Possible method of aluminium speciation in forest soils, 2003. *Journal of Inorganic Biochemistry*. 97, pp. 8-15
- Dornbusch, U., Moses, C., Robinson, D.A., Williams, R.** 2010. Soft copy photogrammetry to measure shore platform erosion on decadal timescales. *Coastal Systems and Continental Margins* 13, 129-137.
- Dornbusch, U., Robinson, D.A., Moses C., Williams, R.** 2006. Chalk coast erosion and its contribution to the shingle budget in East Sussex, *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementbände* 144, pp. 215–230.
- Droxler, A., Farrell, J.** 2000. Marine isotope stage 11 (MIS 11): new insights for a warm future, *Global and Planetary Change* 24, pp. 1–5.
- Drysdale, R., Gillieson, D.** 1997. Micro-erosion meter measurements of travertine deposition rates: a case study from Louie Creek, Northwest Queensland, Australia. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 1pp. 037–1051.
- Dumas, B., Guérém, P., Raffy, J.** 2005. Evidence for sea-level oscillations by the «characteristic thickness» of marine deposits from raised terraces of Southern Calabria (Italy), *Quaternary Science Reviews* 24, pp. 2120–2136.
- Dumas, B., Hoang, C.H., Raffy, J.** 2006. Record of MIS 5 sea-level highstands based on U/Th dated coral terraces of Haiti. *Quaternary International* 145–146, pp. 106–118.
- Duvall, A., Kirby, E., Burbank, D.** 2004: Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. *Journal of Geophysical Research* 109, DOI:10.1029/2003JF000086.
- Dupuis, H., Aldo-Sottolichio, D.M.** 2006. Wave climate evolution in the Bay of Biscay over two decades. *Journal of Marine Systems* 63, pp. 105-114

- Ealey, P.J., James, H.C.L.** 2011. Loess of the Lizard Peninsula. Cornwall, SW Britain. *Quaternary International* 231, pp. 55-61
- Edeso, J.M.** 1990. Geografía fluvial y litoral del extremo oriental de Guipúzcoa (país vasco). Tesis doctoral inédita. Zaragoza. Universidad de Zaragoza. 666 pp.
- Edeso, J.M.** 1992. Variaciones del nivel del mar durante el Pelistoceno medio (extremo oriental de Guipuzcoa, País Vasco). *Lurralde* 15, pp. 63-106
- Edeso, J.M.** 1994. El relleno Holoceno de la depresión de Zaruz. *Lurralde* 17, pp. 115-152
- Edeso, J.M.** Peñalba, C., Ugarte, F.M. 1993. El depósito detrítico Pleistoceno de Anzarán (Irún), Estuario de Bidasoa: Caracterización, geomorfología y palinología. *El Cuaternario en España y Portugal. Actas de la II reunión del Cuaternario Ibérico, Madrid*, pp. 191-199.
- Edwards, A.B.** 1941. Storm-wave platforms, *Journal of Geomorphology* 4, pp. 223-236.
- Edwards, A.B.** 1951. Wave action in shore platform formation, *Geological Magazine* 88, pp. 41-49.
- Edwards, A.J.** 2008. Shore Processes and Their Palaeoenvironmental Applications, *Developments in Marine Geology* vol. 4, Elsevier, Netherlands (2008) 519 pp..
- Ehlen, J.** 2005. Above the weathering front: contrasting approaches to the study and classification of weathered mantle. *Geomorphology* 67, pp. 7-21.
- Emery K.O.** Kuhn, G.G. 1982. Sea cliffs: their processes, profiles, and classification, *Geological Society of America Bulletin* 93, pp. 644-654
- Emery, K.O.** 1941. Rates of surface retreat of sea cliffs based on dated inscriptions. *Science* 93, pp. 617-618.
- Emery, K.O.** 1946. Marine solution basins. *Journal of Geology* 54, pp. 209-228.
- EPICA**, 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429, pp. 623-628.
- Ericson, K.** 2004. Geomorphological surfaces of different age and origin in granite landscapes: an evaluation of the Schmidt test hammer. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, 495-509.
- Etienne, S., Paris, R.** 2010. Boulder accumulations related to storms on the south coast of the Reykjanes Peninsula (Iceland). *Geomorphology* 114, pp. 55-70
- European Commission.** 2004. Living with Coastal Erosion in Europe: Sediment and Space for Sustainability: PART I – Major Findings and Policy Recommendations of the EUROSION project, European Commission, 54 pp..
- Evans, D.J.A., Archer, S. and Wilson, D.J.H.** 1999. A comparison of the lichenometric and Schmidt Hammer dating techniques based on data from the proglacial areas of some Icelandic glaciers. *Quaternary Science Reviews* 18, 13-41.
- Fábregas Valcarce, R., Martínez Cortizas, A., Blanco Chao, R., Chesworth, W.**, 2003. Environmental change and social dynamics in the second-third millennium BC in NW Iberia. *Journal of Archaeological Science* 30, 859-871.
- Fairbridge, R. W.** 2005. Weathering in the coastal zone. *Encyclopedia of coastal science. Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Springer. 1211 pp.
- Fairbridge, R.W.** 2004. Classification of coasts. *Journal of Coastal Research* 20, pp.155-165.
- FAO**, 2006. Guidelines for soil description. 108 pp.
- Feal-Pérez, A., Blanco Chao, R., Valcárcel-Díaz, M.** 2009. Influencia de formas y procesos heredados en la evolución reciente y en los procesos morfodinámicos actuales en un sector de costa rocosa: Punta Gallín, costa cantábrica gallega. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 22, 67-78.
- Felton, E.A.** 2002. Sedimentology of rocky shorelines: 1. A review of the problem, with analytical methods, and insights gained from the Hulopoe Gravel and the modern rocky shoreline of Lanai, Hawaii. *Sedimentary Geology* 152, pp. 221-245.
- Felton, E.A., Crook, K.A.W.** 2003. Evaluating the impacts of huge waves on rocky shorelines: an essay review of the book 'Tsunami — the underrated hazard'. *Marine Geology* 197, pp. 1-12.
- Felton, E.A., Crook, K.A.W., Keating, B.H., Kay, E.A.** 2006. Sedimentology of rocky shorelines: 4. Coarse gravel lithofacies, molluscan biofacies, and the stratigraphic and eustatic records in the type area of the Pleistocene Hulopoe Gravel, Lanai, Hawaii. *Sedimentary Geology* 184, pp. 1-76.
- Finkl, C.W., Walker, H.J.** 2002. Beach nourishment. In: J. Chen, D. Eisma, K. Hotta and H.J. Walker, Editors, *Engineered Coasts*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 1-22.
- Finkl, C.W.** 2004. Coastal classification: systematic approaches to consider in the development of a comprehensive scheme. *Journal of Coastal Research* 20, pp. 166-213.
- Fiol, L., Fornós, J.J., Ginés, A.** 1996. Effect of biokarstic processes on the development of solutional rillenkarren in limestone rocks. *Earth Surface Processes and Landforms* 21, pp. 447-452.

- Flood, P.G., Frankel, E.** 1989. Late Holocene higher sea-level indicators from eastern Australia. *Marine Geology* 90, pp. 193–195.
- Flor, G.** 2000. El entorno geológico del río y playa de Bedón. *Bedoniana*, II, pp. 55–74. Ed. Alvízora Libros. Oviedo
- Flor, G.** 2005. *Geología Marina. Área de Estratigrafía y Sedimentología*. Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. 644 pp.
- Flor, G.** 1983. Las rasas asturianas ensayos de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología* 13, pp. 65–81. Universidad de Oviedo.
- Flor, G., Peón, A.** 2004. Rasas y Superficies de erosión continental. En: *Geomorfología do Noroeste da Península Ibérica*. Faculdade de Letras da Universidade de Porto, pp. 13–32
- Flor, G., Poblete Piedrabuena, M.A., Ruiz Fernández, J., Jordá Pardo, J.F.** 2003. Asturias, peñas al mar. Excursión al occidente de Asturias. Excursión científica nº 2. Asturias, peñas al mar. 4 de Julio de 2003. XI Reunión Nacional de Cuaternario. Oviedo (Asturias), 2, 3 y 4 de julio de 2003. AEQUA y Universidad de Oviedo. Oviedo, 37 pp
- Foote, Y., Plessis, E., Robinson, D.A., Henaff, A., Costa, S.** 2006. Rates and patterns of downwearing of chalk shore platforms of the Channel: comparisons between France and England. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände* 144, pp. 93–115.
- Forbes, D.L., Orford, J.D., Carter, R.W.G., Shaw, J., Jennings, S.C.** 1995. Morphodynamic evolution, self-organisation, and instability of coarse-clastic barriers on paraglacial coasts. *Marine Geology* 126, pp. 63–85.
- Forbes, D.L., Parkes, G.S., Manson G.K., Ketch, L.A.** 2004. Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence, *Marine Geology* 210, pp. 169–204.
- Forbes, D.L., Taylor, R.B., Orford, J.D., Carter, R.W.G., Shaw, J.** 1991. Gravel barrier migration and overstepping. *Marine Geology* 97, pp. 305–313
- Fornós, J.J., Pons, G.X., Gómez Pujol, L., Balaguer, P.** 2006. The role of biological processes and rates of downwearing due to grazing organisms on Mallorcan carbonate coasts (western Mediterranean), *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementbänd* 144, pp. 161–181.
- Freitas, M.C., Andrade, C., Rocha, F., Tassinari, C., Munha, J.M., Cruces, A., Vidinha, J., Da Silva, C.M.** 2003. Lateglacial and Holocene environmental changes in Portuguese coastal lagoons 1: the sedimentological and geochemical records of the Santo Andre coastal area. *Holocene* 13, pp. 433–446.
- Freitas, M.C. Andrade, C.; Cruces, A.** 2002. The geological record of environmental changes in southwestern Portuguese coastal lagoons since the Lateglacial. *Quaternary International* 93–94, pp. 161–170.
- Fromentin, J.M., Planque, B.** 1996. Calanus and environment in the eastern North Atlantic. II. Influence of the North Atlantic Oscillation on *C. finmadicus* and *C. helgolandis*. *Marine Ecology Progress Series* 134, pp. 111–118.
- Furlani, S., Cucchi, F., Forti, F., Rossi, A.** 2009. Comparison between coastal and inland Karst limestone lowering rates in the northeastern Adriatic Region (Italy and Croatia). *Geomorphology* 104, pp. 73–81.
- García Amoreira, I.** 2007. Evolución de los bosques en la costa Atlántica Ibérica durante el Cuaternario. Implicaciones paleoclimáticas. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Madrid. Departamento de Silvopascicultura.
- García-Gil, S., Vilas-Martín, F., Muñoz, A., Acosta, J., Uchupi, E.** 1999. Quaternary sedimentation in the Ria of Pontevedra (Galicia), northwest Spain. *Journal of coastal Research* 15 (4), pp. 1083–1090
- Garzón, G., Alonso, A., Torres, T., Llamas, J.** 1996. Edad de las playas colgadas y de las turberas de Oyambre y de Merón (Cantabri). *Geogaceta*, 20 (2), pp. 498–501
- Ghose, A.K., Chakraborti, S.** 1986. Empirical strength indices of Indian coals: an investigation. *Proceedings 27th US Symposium on Rock Mechanics*, Rotterdam: Balkema; 59–61.
- Gill, E.D.** 1972. The relationship of present shore platforms to past sea levels. *Boreas* 1, 1–25
- Gill, E.D., Lang, J.G.** 1983. Micro-erosion meter measurements of rock wear on the Otway Coast of Southeast Australia. *Marine Geology* 52, pp. 141–156.
- Goede, A., Harmon, R., Kiernan, K.** 1979. Sea caves of King Island. *Helictite*, 17, 51–64
- Goff, J.R., Dudley, W.C., deMaintenon, M.J., Cain, G. and J.P. Coney.** 2006. The largest local tsunami in 20th century Hawaii, *Marine Geology* 226, pp. 65–79.

- Goff, J.R., McFadgen B.G., Chagué-Goff, C.** 2004. Sedimentary differences between the 2002 Easter storm and the 15th-century Okoropunga tsunami, southeastern North Island, New Zealand, *Marine Geology* 204, pp. 235–250.
- Gokceoglu, C., Aksoy, H.** 2000. New approaches to the characterization of clay-bearing, densely jointed and weak rock masses. *Engineering Geology* 58, pp. 1–23.
- Göktan, R.M., Gunes, N.** 2005. A comparative study of Schmidt hammer testing procedures with reference to rock cutting machine performance prediction. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 42, pp. 466–72.
- Göktan, R.M., Ayday, C.** 1993. A suggested improvement to the Schmidt Rebound Hardness ISRM suggested method with particular reference to rock machineability. *International Journal of Rock Mechanics* 30, 321–322.
- Gómez Pujol, L.** 2006. Patrons, taxes i formes d'erosió a les costes rocoses carbonatades de Mallorca. Tesis doctoral. Universidad de las Islas Baleares. Departamento de Ciencias de la Tierra. 201 pp.. <http://hdl.handle.net/10803/9401>
- Gómez Pujol, L., Fornós, J.J. and Swantesson, J.O.H.** 2006. Rock surface millimetrescale roughness and weathering of supratidal Mallorcan carbonate coasts (Balearic Islands). *Earth Surface Processes and Landforms* 31, pp. 1792-1801.
- Gómez Pujol, L., Stephenson W.J., Fornós, J.J.** 2007. Two-hourly surface change on supra-tidal rock (Marengo, Victoria, Australia), *Earth Surface Processes and Landforms* 32, pp. 1–12.
- Gómez Pujol, L., Stephenson, W.J., Fornós, J.J.** 2007. Short term surface change on supratidal rock coast (Marengo, Victoria, Australia). *Earth Surface Processes and Landforms* 32, pp. 1–12.
- González Amuchastegui, M.J.** 2000. Evolución morfodinámica del País Vasco durante el Cuaternario: estado de la Cuestión. *Cuaternario y Geomorfología* 14, pp. 79-99.
- González Amuchastegui, M.J., Serrano Cañadas, E., Edeso Fito, J.M., Meaza Rodríguez, G.** 2005. Cambios en el nivel del mar durante el Cuaternario y morfología litoral en la costa oriental cantábrica (País Vasco y Cantabria). En: *Geomorfología Litoral i Quaternari. Homenatge al professor Vicenç, M. Roselló y Verger*. Eulalia Sanjuame, Joan F. Mateu (Eds.). Universidad de Valencia. 2005. 509 pp.
- Goto, K., Okada, K., Imamura, F.** 2010. Numerical analysis of boulder transport by the 2004 Indian Ocean tsunami at Pakarang Cape, Thailand. *Marine Geology* 268, pp. 97–105.
- Goto, K., Shinozaki, T., Minoura, K., Okada, K., Sugawara, D., Imamura, F.** 2010. Distribution of boulders at Miyara Bay of Ishigaki Island, Japan: A flow characteristic indicator of the tsunamis and storm waves. *Island Arc*, 19, pp. 412-426
- Goto, K., Chavanich, S.A., Imamura, F., Kunthasap, P., Matsui, T., Minoura, K., Sugawara, D., Yanagisawa, H.** 2007. Distribution, origin and transport process of boulders deposited by the 2004 Indian Ocean tsunami at Pakarang Cape, Thailand, *Sedimentary Geology* 202, pp. 821–837
- Goto, K., Okada, K., Imamura, F.** 2009a Importance of the initial waveform and coastal profile for the tsunami transport of boulders, *Polish Journal of Environmental Studies* 18, 53–61.
- Goto, K., Okada, K., Imamura, F.** 2009b Characteristics and hydrodynamics of boulders transported by storm wave at Kudaka Island, Japan, *Marine Geology* 262, pp. 14–24.
- Goudie, A.S.** 1974. Further experimental investigation of rock weathering by salt crystallization and other mechanical processes, *Zeitschrift Geomorphol. Suppl.* 21, pp. 1-12
- Goudie, A.S.** 1994. Salt attack on buildings and other structures in arid lands. In Fookes, P.G. & Parry. R.H.G. (eds). *Engineering Characteristics of Arid Soils*, pp. 15-28. Bakelma. Rotterdam.
- Goudie, A.S.** 2000. Experimental physical weathering. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl. Bd.*, 120.
- Goudie, A.S.** 2006. The Schmidt Hammer in geomorphological research. *Progress in Physical Geography* 30, pp. 703-718.
- Goudie, A.S., Bull, P.A., Magee, A.W.** 1989. Lithological control of rillenkarren development in the Napier range, Western Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband* 75, pp. 95–114.
- Goudie, A.S., Migon, P., Allison, R.J., Rosser, N.** 2002: Sandstone geomorphology of the Al-Quwayra area of south Jordan. *Zeitschrift für Geomorphologie* 46, pp. 365–390.
- Goudie, A.S., Viles, H.A.** 1997. *Salt Weathering Hazards*. John Wiley & Sons, Chichester.
- Goudie, A.S., Viles, H.A.** 1999. The frequency and magnitude concept in relation to rock weathering. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl. Bd.* 115

- Grab, S., Van Zyl, C., Mulder, N.** 2005. Controls on basalt terrace formation in the eastern Lesotho highlands. *Geomorphology* 67, pp. 473–85.
- Granja H.M., Carvalho, G.S.** 1992. Dunes and Holocene deposits of the coastal zone north of Mondego Cape, Portugal. In: R.W.G. Carter, T.G.F. Curtis and M.J. Sheehy-Skeffington, Editors, *Coastal Dunes: Geomorphology, Ecology, and Management for Conservation*, A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands, pp. 43–50.
- Granja H.M., de Groot, T.A.M.** 1996. Sea level rise and neotectonism in a Holocene coastal environment at Cortegaça Beach (NW Portugal) – a case study, *Journal of Coastal Research* 12, pp. 160–170
- Granja, H.M.** 1999. Evidence for late Pleistocene and Holocene sea-level, tectonics and climate in the coastal zone of Portugal. *Geologie en Mijbouw* 77, pp. 233–345
- Granja, H.M., de Groot T.A.M, Costa, A.L.** 2008. Evidence for Pleistocene wet aeolian dune and interdune accumulation, S. Pedro da Maceda, north-west Portugal. *Sedimentology* 55, pp. 1203–1226
- Guilcher, A.** 1958. *Coastal and Submarine Morphology*, Methuen, London (1958). 274 pp..
- Hack, H.R.G.K., Hingira, J., Verwaal, W.** 1993. Determination of discontinuity wall strength by Equotip and Ball rebound tests. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 30 (2), pp. 151–155.
- Hall, A.M., Hansom, J.D., Jarvis, J.** 2008. Processes, patterns and rates of erosion by storm waves on hard rock headlands: the Grind of the Navir, Shetland, Scotland. *Marine Geology* 248, pp. 28–46.
- Hall, A.M., Hansom, J.D., Williams, D.M., Jarvis, J.** 2006. Distribution, geomorphology and lithofacies of cliff-top storm deposits: examples from the high-energy coasts of Scotland and Ireland. *Marine Geology* 232, pp. 131–155.
- Hall, J.W., Meadowcroft, I.C., Lee, E.M., van Gelder, P.** 2002. Stochastic simulation of episodic soft coastal cliff recession, *Coastal Engineering* 46, pp. 159–174.
- Hanna, F.K.** 1966. A technique for measuring the rate of erosion of cave passages. *Proceedings University of Bristol Speleology Society*, vol. 11, pp. 83–86.
- Hansom, J.D.** 2001. Coastal sensitivity to environmental change: a view from the beach. *Catena* 42, pp. 291–305.
- Hansom, J.D., Hall, A.M.** 2009. Magnitude and frequency of extra-tropical North Atlantic cyclones: a chronology from cliff-top deposits. *Quaternary International* 195, pp. 42–52.
- Harmelin-Vivien, M.L., Laboute, P.** 1986. Catastrophic impact of hurricanes on atoll outer reef slopes in the Tuamotu (French Polynesia), *Coral Reefs* 5, pp. 55–62.
- Haslett, S.K., Curr, R.H.F.** 1998. Coastal rock platforms and Quaternary sea-levels in the Baie d’Audierne, Brittany, France. *Zeitschrift für Geomorphologie* 42, pp. 507–515.
- Haslett, S.K., Curr, R.H.F.** 2001. Stratigraphy and palaeoenvironmental development of Quaternary coarse clastic beach deposits at Plage de Mezpeurleuch, Brittany, France. *Geological Journal* 36, pp. 171–182
- Haslett, K.S., Bryant, E.A.** 2007 Reconnaissance of historic (post-AD 1000) high energy deposits along the Atlantic coasts of southwest Britain, Ireland and Brittany, France. *Marine Geology* 242, pp. 207–220
- Häuselmann, P.** 2008. Surface corrosion of an alpine karren field: recent measurements at Innerbergli (Siebenhengste, Switzerland). *International Journal of Speleology* 37, pp. 107–111.
- Hearty P.J., Kaufman, D.S.** 2000. Whole-rock aminostratigraphy and Quaternary sea-level history of the Bahamas, *Quaternary Research* 54, pp. 163–173.
- Hearty P.J.** 2002b. A revision of the late Pleistocene stratigraphy of Bermuda, *Sedimentary Geology* 153 (1-2), pp. 1–21.
- Hearty, P.J.** 1997. Boulder deposits from large waves during the last interglaciation on north Eleuthera Island, Bahamas, *Quaternary Research* 48, pp. 326–338.
- Hearty, P.J.** 1998. The geology of Eleuthera Island, Bahamas: a Rosetta Stone of Quaternary stratigraphy and sea-level history, *Quaternary Science Reviews* 17, pp. 333–355.
- Hearty, P.J.** 2002a. The Kaena highstand of Oahu, Hawaii: further evidence of Antarctic ice collapse during the middle Pleistocene, *Pacific Science* 56, pp. 65–82.
- Hearty, P.J., Kindler, P., Cheng, H., Edwards, R.L.** 1999. Evidence for a +20 m middle Pleistocene sea-level highstand (Bermuda and Bahamas) and partial collapse of Antarctic ice, *Geology* 27, pp. 375–378
- Hearty, P.J., Olson, S.L., Kaufman, D.S., Edwards R.L., Cheng, H.** 2004. Stratigraphy and geochronology of pitfall accumulations in caves and fissures, Bermuda, *Quaternary Science Reviews* 23, pp. 1151–1171.

- Hearty, P.J., Hollin, J.T., Neumann, A.C., O'Leary M.J., McCulloch, M.** 2007. Global fluctuations during the last interglaciation (MIS 5e), *Quaternary Science Reviews* 26, pp. 2090–2112.
- Hearty, P.J., Neumann, A.C.** 2001. Rapid sea-level and climate change at the close of the last interglaciation (MIS 5e): evidence from the Bahama Islands, *Quaternary Science Reviews* 20, pp. 1881–1895.
- Hearty, P.J., Olson, S.L.** 2008. Mega-highstand or megatsunami?. 2008. Discussion of McMurtry, et al. (Elevated marine deposits in Bermuda record a late Quaternary megatsunami: *Sed. Geol.* 200, 2007: 155–165), *Sedimentary Geology* 203, pp. 307–312.
- Hearty, P.J., Vacher, H.L.** 1994. Quaternary stratigraphy of Bermuda: a high-resolution pre-Sangamonian rock record, *Quaternary Science Reviews* 13, pp. 685–697
- Hearty, P.J., Vacher, H.L., Mitterer, R.M.** 1992. Aminostratigraphy and ages of Pleistocene limestones of Bermuda, *Geological Society of America Bulletin* 104, pp. 471–480.
- Heinrich H.** 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130.000 years, *Quaternary Research* 29, pp. 142–152.
- Hemmingsen, S.A., Eikaas, H.S., Hemmingsen, M.A.** 2007. The influence of seasonal and local weather conditions on rock surface changes on shore platforms, Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. *Geomorphology* 87, pp. 239–249.
- Hernández Pacheco, F., Asensio Amor, I.** 1962. Materiales sedimentarios sobre la rasa cantábrica. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 57, pp. 75–100.
- Hernandez-Molina, F.J., Somoza, L., Rey, J., Pomar, L.** 1994. Late Pleistocene-Holocene sediments on the Spanish continental shelves: Model for very high resolution sequence stratigraphy, *Marine Geology* 120, pp. 129–174
- Higashi, T., Shinagawa, A.** 1981. Comparison of sodium hydroxide-tetraborate and sodium pyrophosphate as extractants of Al/Fe-Humus complexes in dystrandepts, Japan. *Geoderma* 25, pp.285–292
- High, C.J., Hanna, F.K.** 1970. A method for the direct measurement of erosion on rock surfaces. *British Geomorphological Research Group Technical Bulletin* 5, pp. 1–25.
- Hillaire-Marcel, C., Gariépy, C., Ghaleb, B., Goy, J.L., Zazo, C., Cuerda, J.** 1996. U-series measurements in Tyrrhenian deposits from Mallorca. Further evidence for two lastinterglacial high sea-levels in the Balearic Islands. *Quaternary Science Reviews* 15, pp. 53–62
- Hills, E.S.** 1971. A study of cliff coastal profiles based on examples in Victoria, Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 15, pp.137–180.
- Hongo, C., Kayanne, H.** 2009. Holocene coral reef development under windward and leeward locations at Ishigaki Island, Ryukyu Islands, Japan, *Sedimentary Geology* 214, pp. 62–73.
- Horn, D.P.** 1997. Beach research in the 1990s, *Progress in Physical Geography* 21, pp. 454–470
- Howard, W.R.** 1997. A warm future in the past. *Nature* 388, pp. 418–419.
- Hurrell, J.W.** 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitations. *Science* 269, pp. 676–679.
- Imamura, F., Goto, K., Ohkubo, S.** 2008. A numerical model for the transport of a boulder by tsunami. *Journal of Geophysical Research* 113, C01008. doi:10.1029/2007JC004170.
- Inkpen, R.J., Collier, P., Fontana, D.** 2000. Close-range photogrammetric analysis of rock surfaces. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände* 120, pp. 67–81.
- Inkpen, R.J., Fontana, D., Collier, P.** 2001. Mapping decay: integrating scales of weathering within a GIS. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, pp. 885–900
- Inkpen, R.J., Stephenson, W.J.** 2006. The significance of site topography and erosion history on erosion rates on inter-tidal shore platforms, Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. *Geomorphology* 81, pp. 18–28.
- Inkpen, R.J., Twigg, L., Stephenson, W.J.** 2004. The use of multilevel modeling in evaluating controls on erosion rates on inter-tidal shore platforms, Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. *Geomorphology* 57, pp. 29–39.
- International Society for Rock Mechanics (ISRM).** 1978. Commission on standardization of laboratory and field tests. Suggested methods for determining hardness and abrasiveness of rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences Geomechanical Abstracts* 15, pp. 89–97.
- Irfan, T.Y., Dearman, W.R.** 1978. Engineering classification and index properties of a weathered granite. *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol.* 17, pp. 79– 90.

- Iryu, Y., Nakamori, T., Matsuda, S., Abe, O.** 1995. Distribution of marine organisms and its geological significance in the modern reef complex of the Ryukyu Islands, *Sedimentary Geology* 99, pp. 243–258.
- Isarin, R.F.B., Renssen, H., Vandenberghe, J.** 1998. The impact of the North Atlantic Ocean on the Younger Dryas climate in northwestern and central Europe. *Journal of Quaternary Science* 13, pp. 447–453.
- Jeffrey A., Dorale, J.A., Bogdan, P.O., Fornós, J.J., Ginés, J., Ginés, A., Tuccimei, P., Peate, D.W.** 2010. Sea-Level Highstand 81.000 Years Ago in Mallorca. *Science*, vol. 327, nº 5967, pp. 860–863.
- Jennings, R., Shulmeister, J.** 2002. A field based classification scheme for gravel beaches. *Marine Geology* 186, pp. 21–228.
- Jennings, S., Orford, J.D., Canti, M., Devoy, R.J.N., Straker, V.** 1998. The role of relative sea level rise and changing sediment supply on Holocene gravel barrier development: the example of Porlock, Somerset, UK, *Holocene* 8, pp. 165–181.
- Jerwood, L.C., Robinson, D.A., Williams, R.B.G.** 1987. Frost and salt weathering as periglacial processes: the results of some laboratory experiments, in Boardman, J. (ad.) *Periglacial processes and landforms in Britain and Ireland* (Cambridge University Press). 308 pp..
- Jiménez-Sánchez, M., Bischoff, J. I., Stoll, H. y Aramburu, A.** 2006. A geochronological approach for cave evolution in the Cantabrian Coast (Pindal Cave, NW Spain). *Z. Geomorph. N.F.*, 147, pp. 129–141.
- Jones, A.T.** 1992. Comment on Catastrophic wave erosion on the southeastern coast of Australia: Impact of the Lanai tsunamis ca. 105 ka? *Geology* 20, pp. 1150–1151.
- Jones, B.G.** 2008. Set-up, deposition and sedimentary characteristics of two storm overwash deposits, Abrahams Bosom Beach, eastern Australia. *Journal of Coastal Research* 24–1A, pp. 189–200.
- Kahraman, S.** 2001. Evaluation of simple methods for assessing the uniaxial compressive strength of rock. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 38, pp. 981–94.
- Kahraman, S., Fener, M. and Gunaydin, O.** 2002. Predicting the Schmidt Hammer values of in-situ rock from core sample values. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 39, pp. 395–99.
- Kaiser, K., Zech, W.** 1996. Defects in estimation of aluminum in humus complexes of podzolic soils by pyrophosphate extraction. *Soil Science*, Philadelphia, 161, pp. 452–458.
- Kanyaya, J.L., Trenhaile, A.S.** 2005. Tidal wetting and drying on shore platforms: an experimental assessment. *Geomorphology* 70, pp. 129–146.
- Karakus, M., Kumral, M., Kilic, O.** 2005. Predicting elastic properties of intact rocks from index tests using multiple regression modelling. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 42, pp. 323–30.
- Karpuz, C. and Pasamehmetog˘lu, A.G.** 1997. Field characterisation of weathered Ankara andesites. *Engineering Geology* 46, pp. 1–17.
- Katz, O., Reches, Z. Roegiers, J.C.** 2000 Evaluation of mechanical rock properties using a Schmidt Hammer. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 37, pp. 723–28.
- Kaufman D.S., Brigham-Grette, J.** 1993. Aminostratigraphic correlations and paleotemperature implications, Pliocene-Pleistocene high sea level deposits, northwestern Alaska, *Quaternary Science Reviews* 12, pp. 21–33.
- Kearney, M.S.** 2000. Late Holocene Sea Level Variation. En *Sea Level Rise: History and consequences*. Douglas, B.C., Kearney, M.S., Leatherman, S.P. Academic Press, 232 pp.
- Keen, D.H.** 1982. Depositional sequence, age and palaeoenvironment of raised beaches and head in the Channel Islands and the central Channel. *Bulletin de l'Association francaise pour l'étude du Quaternaire* 1, pp. 3–11.
- Keen, D.H.** 1995. Raised beaches and sea-levels in the English Channel in the Middle and Late Pleistocene: problems of interpretation and implications for the isolation of the British Isles. En Preece, R.C. (ed.). *Island Britain: a Quaternary perspective*. Geological Society Special Publication, No. 96, pp. 63–74.
- Kejonen, A., Kielosto, S., Lahti, S.I.** 1988. Cavernous weathering forms in Finland. *Geografiska Annaler* 70A, pp. 315–322.
- Kelletat, D.** 2008. Comments to Dawson, A.G. and Stewart, I. Tsunami deposits in the geological record. *Sedimentary Geology* 211, pp. 87–91.

- Kelsey, H.M., Bockheim, J.G.** 1994. Coastal landscape evolution as a function of eustasy and surface uplift rate, Cascadia margin, southern Oregon. *Geological Society of America Bulletin* 106, 840–854.
- Kennedy, D.M.** 2010. Geological control on the morphology of estuarine shore platforms: Middle harbour, Sydney, Australia. *Geomorphology* 114, pp. 71–77.
- Kennedy, D.M., Beban, J.G.** 2005. Shore platform morphology on a rapidly uplifting coast, Wellington, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms* 30, pp. 823–32.
- Kennedy, D.M., Dickson, M.E.** 2006. Lithological control on the elevation of shore platforms in a microtidal setting. *Earth Surface Processes and Landforms* 21, pp. 1575–1584.
- Kennedy, D.M., Tannock, K.L., Crozier, M.J., Rieser, U.** 2007. Boulders of MIS 5 age deposited by a tsunami on the coast of Otago. New Zealand. *Sedimentary Geology* 200, pp. 222–231.
- Kennedy, D.M., Paulik, R., Dickson, M.E.** 2011. Subaerial weathering versus processes in shore platform development: reappraising the Old Hat Island evidence. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, pp. 686–694.
- Kindler, P., Hearty, P.J.** 2000. Elevated marine terraces from Eleuthera (Bahamas) and Bermuda: sedimentological, petrographic, and geochronological evidence for important deglaciation events during the middle Pleistocene, *Global Planetary Change* 24, pp. 41–58.
- Knight, J., Burningham, H., Barrett-Mold, C.** 2009. The geomorphology and controls on development of a boulder-strewn rock platform, NW Ireland. *Journal of Coastal Research* 54, 1646–1650.
- Kirk, R.M.** 1977. Rates and forms of erosion on intertidal platforms at Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 20, pp. 571–613.
- Klitgaard-Kristensen, D., Sejrbu, H.P., Hafliðason, H., Johnsen, S., Spurk, M.** 1998. A regional 8200 cal. yr BP cooling event in northwest Europe induced by final stages of Laurentide ice-sheet deglaciation. *Journal of Quaternary Science* 13, pp. 165–169.
- Komar, P.D.** 1998. *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice Hall. 554 pp..
- Kortekaas, S., Dawson, A.G.** 2007. Distinguishing tsunami and storm deposits: An example from Martinhal, SW Portugal, *Sedimentary Geology* 200, pp. 208–221.
- Kraft, J.C., Chrzastowski, M.J.** 1985. Coastal Stratigraphic Sequences. In Davis, R. A. (ed.), *Coastal Sedimentary Environments*, 2nd edn. New York: Springer-Verlag.
- Lauriol, B.M., Lalonde, A.E., Dewez, V.** 1997. Weathering of quartzite on Cryoplanation Terrace in Northern Yukon, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes* 8, pp. 147–153.
- Lebreiro, S.M., Francés, G., Abrantes, F.F.G., Diz, P., Bartels-Jónsdóttir, H.B., Stroynowski, Z.N., Gil, I.M., Pena, L.D., Rodrigues, T., Jones, P.D., Nombela, M.A., Alejo, I., Briffa, K.R., Harris, I., Grimalt, J.O.** 2006. Climate change and coastal hydrographic response along the Atlantic Iberian margin (Tagus Prodelta and Muros Riá) during the last two millennia. *The Holocene* 16, pp. 1003–1015.
- Leoori, E., Cearreta, A.** 2004. Holocene environmental development of the Bilbao estuary, northern Spain: sequence stratigraphy and foraminiferal interpretation. *Marine Micropaleontology* 51, pp. 75–94.
- Lewis, J.R.** 1961. The littoral zone on rocky shores: a biological or physical entity. *Oikos*, 12, 280.
- Llopis, N.** 1953. Los depósitos de la costa cantábrica entre el cabo Busto y Vidío (Asturias). *Speleon*, VI, pp. 333–347. Oviedo.
- Llopis, N.** 1957. La plataforma costera de la costa asturiana entre el cabo Busto y el Eo y sus depósitos. Com. V. Congres. Inter. I.N.Q.U.A. Madrid-Barcelona.
- Long, A.** 2001. Mid-Holocene sea-level change and coastal evolution. *Progress in Physical Geography*, 25, pp. 399–408.
- López Cancelo, L., Vidal Romaní, J.R.** 2000. Cronología de la transgresión holocena en la Ría de Foz, (Lugo, Galicia, España). *Geogaceta* 28, pp. 87–88.
- López-Bedoya, J., Pérez-Alberti, A.** 2007. La costa de Ribadeo. pp. 11–62. En Pérez-Alberti et al. (2007). Itinerarios geomorfológicos por Galicia, Grupo de Investigación Xeomorfológicas e Ambientais (GIXA), nº 1, Xunta de Galicia, Dirección General de Turismo.
- Lorang, M.S.** 2000. Predicting threshold entrainment mass for a boulder beach. *Journal of Coastal Research* 16, pp. 432–445.
- Lorang, M. S.** 2002. Predicting the height of a gravel beach. *Geomorphology*, 48, pp. 87–101.
- Lorang, M.S.** 2011. A wave-competence approach to distinguish between boulder and megaclast deposits due to storm waves versus tsunamis. *Marine Geology* 283, pp. 90–97.

- Lotze, F.** 1945. Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.* nº 6, pp. 78-92. Berlin (traducido por J.M Ríos: Observaciones respect a la división de los variscides de la Meseta Ibérica. *Pub. Extr. Geol. España*, t. V, pp. 149-166, Madrid, 1950) Lotze, F. (1957). Zum Alter nordwestpanischer Quarzit-Sandstein-Folgen. *Neus Jb. Geol. Palaont.Mb.*, 10, pp. 464-471
- Lozano, I., Devoy, R.J.N., May, W., Andersen, U.** 2004. Storminess and vulnerability along the Atlantic coastlines of Europe: analysis of storm records and of a greenhouse gases induced climate scenario. *Marine Geology* 210, pp. 205–225
- Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., Jones, P.D., Davies, T.D.,** Portis, D., Gonzalez- Rouco, J.F., von Storch, H., Gyalistras, D., Casty, C., Wanner, H., 2002. Extending North Atlantic Oscillation reconstructions back to AD 1500. *Atmospheric Science Letters* 2, pp. 114–124.
- Magny, M., Leuzinger, U.R.S., Bortenschlager, S., Haas, J.N.** 2006. Tripartite climate reversal in central Europe 5600–5300 years ago. *Quaternary Research* 65, pp. 3–19.
- Marcos, A., Pérez-Estaún, A.** Mapa geológico de España 1:50.00, hoja nº 25 (Vegadeo). Instituto Geológico y Minero. España, Madrid.
- Martínez Cortizas, A.** 1996. Evolución de los suelos durante el cuaternario reciente en las Sierras Septentrionales de Galicia (NW de España). In: Pérez Alberti, A., Martínez Cortizas, A. (Eds.), *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucenses*. Diputación provincial de Lugo, pp. 137–162.
- Martínez Cortizas, A., Moares Domínguez, C., García-Rodeja, E.** 1996a. El depósito Pleistoceno de Moudou. Propiedades físico-químicas y mineralógicas y evolución. En A. Pérez Alberti, P.Martini, W. Chesworth, A. Martínez Cortizas (eds.): *Dinámica y evolución de medios Cuaternarios*. Xunta de Galicia. Consellería de Cultura. Santiago de Compostela. pp. 345-356.
- Martínez Cortizas, A., Costa Casais, M., Moares Domínguez, C.** 1996b. Niveles dunares pleistocenos y holocenos en la costa de Galicia: hipótesis cronológica en base a su grado de edafización. In: A. Pérez Alberti, P. Martini; W.Chesworth, & A. Martínez Cortizas (Eds.), *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios*. Consellería de Cultura, Xunta de Galicia. Santiago de Compostela. pp. 391-404.
- Martínez Cortizas, A., Costa Casais, M.** 1997. Indicios de variaciones del nivel del mar en la ría de Vigo durante los últimos 3000 años. *Gallaecia* 7 pp. 121-135.
- Martínez Cortizas, A., Otero Pérez, X.L., Costa Casais, M.** 1997. Edafogénesis cuaternaria del depósito dunar de Figueiras (Islas Cíes-NW España): implicaciones paleoambientales. *NACC: Nova Acta Científica Compostelana. Bioloxía*, Servicio de Publicacions da Universidade de Santiago de Compostela 7 pp. 121-135.
- Martínez Cortizas, A., Pontevedra Pombal, X., García Rodeja, E., Nóvoa Muñoz, J.C., Shotyk, W.** 1999a. Mercury in a Spanish peat bog: Archive of climate change and atmospheric metal deposition. *Science* 284, pp. 939-942.
- Martínez Cortizas, A., Looijgaard, A., Franco Maside, S., García-Rodeja, E.** 1999b. Complex soil evolution and trace metals: the case of Hg in the Atlantic ranker. In: *Proceedings of the Fifth International Conference on the Biogeochemistry of Trace Elements I*, Vienna, pp. 106–107.
- Martínez Cortizas, A., Castillo Rodríguez, F., Blanco Chao, R.** 1999d. **Precipitación.** In A. Martínez Cortizas y A. Pérez Alberti (coord) *Atlas Climático de Galicia*. Xunta de Galicia. Santiago. 207 pp.
- Martínez Cortizas, A., Castillo Rodríguez, F., Blanco Chao, R.** 1999e. **Temperatura.** In A. Martínez Cortizas y A. Pérez Alberti (coord.) *Atlas Climático de Galicia*. Xunta de Galicia. Santiago. 207 pp
- Martínez Cortizas, A., Valcárcel Díaz, M., Pérez Alberti, M., Castillo Rodríguez, F., Blanco Chao, R.** 1999c. Cambio climático e paleoclimas cuaternarios. En A. Martínez Cortizas & A. Pérez Alberti (Coord.) *Atlas Climático de Galicia*. Xunta de Galicia. Santiago de Compostela.
- Martínez Cortizas, A.** 2000. La reconstrucción de paleoambientes cuaternarios: ideas y ejemplos. *Estudios do Quaternario—Quaternary Studies* 3, pp. 31–41.
- Martínez Cortizas, A., Fábregas Valcarce, R., Franco Maside, S.** 2000a. Evolución del paisaje y actividad humana en el área de Monte Penide (Redondela, Pontevedra): una aproximación metodológica. *Trabajos de Prehistoria* 57, pp. 173–184.
- Martínez Cortizas, A., Pérez Alberti, A., Franco Maside, S., García Rodeja, E.** 2000b. Evolución del paisaje durante el Holoceno en Galicia (NW de la Península Ibérica). In: Díaz del Olmo, D., Faust, D., Porras, A.I. (Eds.), *Environmental Changes During the Holocene*. Comisión on the Holocene. Universidad de Sevilla, Katolische Universitat Eishstatt, y AEQA, Sevilla, pp. 61–64.
- Martínez Cortizas, A., García-Rodeja, E., Weiss, D.** 2002a. Peat bog archives of atmospheric metal deposition. *Science of the Total Environment* 292, pp. 1–5.

- Martínez Cortizas, A., García-Rodeja, E., Pontevedra Pombal, X., Novoa Muñoz, J.C., Weiss, D., Cheburkin, A.** 2002b. Atmospheric Pb deposition in Spain during the last 4600 years record by two ombrotrophic peat bogs and implications for the use of peat as a geochemical archive. *Science of the Total Environment* 292, pp. 33–44.
- Martínez Cortizas, A., Mighall, T., Pontevedra Pombal, X., Nóvoa Muñoz, J.C., Peiteado Varela, E., Piñeiro Rebolo, R.** 2005. Linking changes in atmospheric dust deposition, vegetation change and human activities in northwest Spain during the last 5300 years. *Holocene* 15, 698–706.
- Martínez Cortizas, A., Costa Casais, M., López Sáez, J.A.** 2009. Environmental change in NW Iberia between 7000 and 5000 cal BC. *Quaternary International* 200, pp. 77–89
- Martini, I.P.** 1978. Tafoni weathering, with examples from Tuscany, Italy. *Zeitschrift fuer Geomorphologie* 22, pp. 44–67.
- Mary, G.** 1970. La rasa cantabrique entre Luear et Ribadeo (Asturies, Espagne). *Breviora Geológica Astúrica* 4, pp. 45–48.
- Mary, G.** 1983. Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología Universidad de Oviedo*, 13, pp. 3–35
- Mary, G.** 1986. Les oscillations climatiques entre 125.000 ans et le dernier maximum glaciaire sur la côte asturienne (Espagne). *Bull. De L'Ass. Fr. Ét. Quat.*, 1-2, pp. 35–46.
- Mary, G.** 1990. La evolución del litoral cantábrico durante el Holoceno. *Proceedings of the International Conference on the Environment and the Human Society in the Western Pyrenees and the Basque Mountains during the Upper Pleistocene and the Holocene*, pp. 81–87
- Mary, G.** 1992. La evolución del litoral cantábrico durante el Holoceno. En: Cearreta, A., Ugarte, F. (Eds). *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*. Servicio Editorial, Universidad del País Vasco, Bilbao, pp. 161–177.
- Mastronuzzi, G., Pignatelli, C., Sansò, P., Selleri, G.** 2007. Boulder accumulations produced by the 20th of February, 1743 tsunami along the coast of southeastern Salento (Apulia region, Italy), *Marine Geology* 242, 191–205.
- Matsouka, N.** 1995. Rock weathering processes and landform development in the Sor Rondane Mountains, Antarctica. *Geomorphology* 12, pp. 323–329.
- Matsukura, Y., Matsouka, N.** 1996. The effect of rock properties on rates of tafoni growth in coastal environments. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband* 106, pp. 57–72.
- Matsukura, Y., Tanaka, Y.** 2000. Effect of rock hardness and moisture content on tafoni weathering in the granite of Mount Doeg-Sung, Korea. *Geografiska Annaler* 82A, pp. 59–67.
- Matsukura, Y., Matsouka, N.** 1991. Rates of Tafoni Weathering on Uplifted Shore Platforms in Nojima-Zaki, Boso Peninsula, Japan. *Earth Surface Processes and Landforms* 16, pp. 51–56.
- Matthews, J.A., Shakesby, R.A.** 1984. The status of the 'Little Ice Age' in southern Norway: relative age dating of Neoglacial moraines with Schmidt Hammer and lichenometry. *Boreas* 13, pp. 333–46.
- Matthews, J.A., Dawson, A.G., Shakesby, R.A.** 1986. Lake shoreline development, frost weathering and rock platform erosion in an alpine periglacial environment, Jotunheimen, southern Norway. *Boreas* 15, pp. 33–50.
- McCarroll, D.** 1987. The Schmidt Hammer in geomorphology: five sources of instrument error. *BGRG Technical Bulletin* 36, pp. 16–27.
- McCarroll, D.** 1989a: Schmidt Hammer relative-age evaluation of a possible pre-'Little Ice Age' Neoglacial moraine, Leirbreen, southern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 69, pp. 125–30.
- McCarroll, D.** 1989b. Potential and limitations of the Schmidt Hammer for relative-age dating: field tests on neoglacial moraines, Jotunheimen, southern Norway. *Arctic and Alpine Research* 21, pp. 268–75.
- McCarroll, D.** 1991. The Schmidt Hammer, weathering and rock surface roughness. *Earth Surface Processes and Landforms* 16, pp. 477–80.
- McCarroll, D., Nesje, A.** 1993. The vertical extent of ice sheets in Nordfjord, Western Norway – measuring degree of rock surface weathering. *Boreas* 22, pp. 255–65.
- McCarroll, D., Nesje, A.** 1996. Rock surface roughness as an indicator of degree of rock surface weathering. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, pp. 963–977
- McGreevy, J.P.** 1981. Some perspectives on frost shattering. *Progress in Physical Geography* 5, 1, pp. 57–75
- McKeague, J.A., Schuppli, P.A.** 1982. Changes in concentration of iron and aluminum in pyrophosphate extracts of soil and composition of sediment resulting from ultracentrifugation in relation to spodic horizon criteria. *Soil Science, Philadelphia*, 134, pp. 265–270.

- McManus, J.F., Oppo, D., Cullen, J., Healey, S.** 2003. Marine isotope stage 11 (MIS 11): analog for Holocene and future climate? AGU Geophysical Monograph 137, pp. 69–85.
- Meeker, L.D., Mayewski, P.A.** 2002. A 1400 year high-resolution record of atmospheric circulation over the North Atlantic and Asia. *The Holocene*, 12, pp. 257–266
- Mellor, A., Short, J. and Kirkby, S.J.** 1997. Tafoni in the El Chorro area, Andalucia, southern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, pp. 817–33.
- Meulenkamp, F., Grima, M.A.** 1999. Application of neural networks for the prediction of the unconfined compressive strength (UCS) from Equotip hardness. *International Journal Rock Mechanics and Mining Sciences* 36, 29–39.
- Mighall, T.M.** 1998. Geomorphic evidence of Younger Dryas glaciation in the Macgillicuddy's Reeks, south west Ireland. *Journal of Quaternary Science* 13, pp. 75–90.
- Mitchell, K.J., Mackley, R.D. and Pederson, J.L.** 2005. Quantifying bedrock strength with respect to fluvial erodibility along the Colorado River: comparing in situ and laboratory methods. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 37(7), 295 pp.
- Mol, L., Viles, H.A.** 2010. Geoelectric investigations into sandstone moisture regimes: Implications for rock weathering and the deterioration of San Rock Art in the Golden Gate Reserve, South Africa. *Geomorphology*, 118, pp. 280–287
- Monroe, W.H.** 1966. Formation of tropical karst topography by limestone solution and precipitation. *Caribbean Journal of Science* 6, pp. 1–7.
- Moore, G.W., Moore, J.G.** 1984. Deposits from a giant wave on the island of Lanai, Hawaii. *Science* 226, pp. 1312–1315.
- Morton, R.A., Richmond, B.M., Jaffe, B.E., Gelfenbaum, G.** 2006. Reconnaissance investigation of Caribbean extreme wave deposits — preliminary observations, interpretations, and research directions, Open-File Report 2006-1293, U.S. Department of the Interior. U.S. Geological Survey
- Morton, R.A., Richmond, B.M., Jaffe, B.E., Gelfenbaum, G.** 2008. Coarse-clast ridge complexes of the Caribbean: a preliminary basis for distinguishing tsunami and storm-wave origins, *Journal of Sedimentary Research* 78, pp. 624–637
- Moses, C., Spate, A.P., Smith, D.I., Greenaway, M.A.** 1995. Limestone weathering in Eastern Australia 2. Surface micromorphology study. *Earth Surface Processes and Landforms* 20, pp. 501–514.
- Mottershead, D.N., Pye, K.** 1994. Tafoni on coastal slopes, South Devon, UK. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19(6), pp. 543–563.
- Mottershead, D.N.** 1971. Coastal Head deposits between Start Point and Hope Cove, Devon. *Field Studies* 3, pp. 433–453
- Mottershead, D.N.** 1981. The persistence of oil pollution on a rocky shore. *Applied Geography* 1, pp. 297–304.
- Mottershead, D.N.** 1989. Rates and patterns of bedrock denudation by coastal salt spray weathering: a seven year record. *Earth Surface Processes and Landforms* 14, pp. 383–398.
- Mottershead, D.N.** 2000. Identification and mapping of rock weathering surface forms and features. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl. Bd.* 120, pp. 5–22.
- Moura, D., Veiga-Pires, C., Albardeiro, L., Boski, T., Rodrigues, A.L., Tareco, H.** 2007. Holocene sea level fluctuations and coastal evolution in the central Algarve (southern Portugal). *Marine Geology* 237, pp. 127–142
- Muhammad, R.F., Beng, Y.E.** 2002. Estimating limestone dissolution rates in the Kinta and Lenggong Valleys using the micro erosion meter; a preliminary study. *Bulletin Geological Society of Malaysia* 45, pp. 253–256.
- Muhs, D.R., Simmons K.R., Steinke, B.** 2002. Timing and warmth of the Last Interglacial period: new U-series evidence for Hawai'i and Bermuda and a new fossil compilation for North America, *Quaternary Sciences Reviews* 21, pp. 1355–1383
- Muller, A.** 2001. Late- and Postglacial Sea-Level Change and Paleoenvironments in the Oder Estuary, Southern Baltic Sea, *Quaternary Research* 55, pp. 86–96.
- Murray Wallace, C.V.** Belperio, A.P. 1991. Last inter-glacial shoreline in Australia - a review. *Quaternary Science Reviews* 10, pp. 441–461.
- Murray Wallace, C.V.** 2002. Pleistocene coastal stratigraphy, sea-level highstands and neotectonism of the southern Australian passive continental margin — a review, *Journal of Quaternary Science* 17, pp. 469–489
- Mustoe G.E.** 1982. The origin of honeycomb weathering. *Geological Society of America Bulletin* 93, pp. 108–115.

- Nakamura, M.** 2009. Fault model of the 1771 Yaeyama earthquake along the Ryukyu Trench estimated from the devastating tsunami, *Geophysical Research Letters* 36, p. L19307.
- Nakata, T., Kawana, T.** 1995. Historical and prehistorical large tsunamis in the southern Ryukyus, Japan. In: Y. Tsuchiya and N. Shuto, Editors, *Tsunami: Progress in Prediction, Disaster Prevention and Warning*, Kluwer Academic Publishers, Netherlands, pp. 211–222.
- Nanayama F., Shigeno K., Satake K., Shimokawa K., Koitabashi S., Miyasaka S., Ishii M.** 2000. Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido-nansei-oki tsunami and the 1959 Miyakojima typhoon at Taisei, southwestern Hokkaido, northern Japan, *Sediment. Geol.* 135, pp. 255 – 264
- Naylor, L.A.** 2001. An assessment of the links between biogenic processes and shore platform geomorphology, Glamorgan heritage Coast, South Wales, UK. PhD Thesis. Sin publicar.
- Naylor, L.A., Stephenson, W.J.** 2010. On the Role of Discontinuities in Mediating Shore Platform Erosion. *Geomorphology* 114(1-2), pp. 89-100.
- Naylor, L.A., Stephenson, W.J., Trenhaile, A.S.** 2010. Rock Coast Geomorphology: Recent Advances and Future Research Directions. *Geomorphology* 114(1-2), pp. 3-11.
- Neves, M., Pereira, A.R., Laranjeira, M., Trindade, J.** 2001. Desenvolvimento de um microerosómetro do tipo TMEM para aplicação em plataformas rochosas litorais. *Finisterra* 36, pp. 83–101.
- Newmann, A.C., Hearty, P.J.** 1996. Rapid sea-level changes at the close of the last interglacial (stage 5e) recorded in Bahamian Island geology, *Geology* 24, pp. 775–778.
- Nichol, S.N., Carter, C.H.** 1998. Tsunami or coastal storms; two coarse-grained deposits from northern New Zealand (abstract), Geological Society of America, 1998 annual meeting, Toronto, ON, p. 228
- Nicholas, J.W., Butler, D.R.** 1996. Application of relative-age dating techniques on rock glaciers of the La Sal Mountains, Utah: an interpretation of Holocene paleoclimates. *Geografiska Annaler* 78A, pp. 1–18.
- Noormets, R., Crook, K.A.W., Felton, E.A.** 2004. Sedimentology of rocky shorelines: 3. Hydrodynamics of megaclast emplacement and transport on a shore platform, Oahu, Hawaii. *Sedimentary Geology* 172, pp. 41–65.
- Noormets, R., Felton, E.A., Crook, K.A.W.** 2002. Sedimentology of rocky shorelines: 2. Shoreline megaclasts on the north shore of Oahu, Hawaii: origins and history. *Sedimentary Geology* 150, pp. 31–45.
- Nott, J.** 1997. Extremely high wave deposits inside the Great Barrier Reef, Australia: determining the cause tsunami or tropical cyclone. *Marine Geology* 141, 193–207.
- Nott, J.** 2003a. Waves, coastal boulder deposits and the importance of the pre-transport setting. *Earth and Planetary Science Letters* 210, pp. 269–276.
- Nott, J.** 2003b. Tsunami or storm waves?- Determining the origin of a spectacular field of wave emplaced boulders using numerical storm surge and wave models and hidrodynamic transport equations. *Journal of Coastal Research* 19, pp. 348-356
- Nott, J.** 2004. The tsunami hypothesis — comparisons of the field evidence against the effects, on the Western Australian coast, of some of the most powerful storms on Earth, *Marine Geology* 208, pp. 1–12.
- O’Sullivan, P.E., Moyeed, R., Cooper, M.C., Nicholson, M.J.** 2002. Comparison between instrumental, observational and high resolution proxy sedimentary records of Late Holocene climatic change, a discussion of possibilities. *Quaternary International* 88, pp. 27-44.
- O’Rourke, J.E.** 1989: Rock index properties for geoenvironment, underground development. *Mining Engineering*, pp. 106–10.
- Olson, S.L., Hearty, P.J.** 2009. A sustained +21 m sea-level highstand during MIS 11 (400 ka): direct fossil and sedimentary evidence from Bermuda, *Quaternary Science Reviews* 28, pp. 271-285. Special Theme: Modern Analogues in Quaternary Palaeoglaciological Reconstruction (pp. 181-260)
- Orford, J.D.** 1977 A proposed mechanism for storm beach sedimentation. *Earth Surf. Process.* 2 pp. 381–400
- Orford, J.D., Carter, R.W.G., Jennings, S.C.** 1996. Control domains and morphological phases in gravel-dominated coastal barriers of Nova Scotia. *Journal of Coastal Research* 12 , pp. 589–604.
- Orford, J.D., Forbes, D.L., Jennings, S.C.** 2002. Organisational controls, typologies and time scales of paraglacial gravel-dominated coastal systems. *Geomorphology* 48, pp. 51-85.
- Paris, R., Naylor, L.A., Stephenson, W.J.S.** 2011. Boulders as a signature of storms on rock coasts. *Marine Geology*, 283, pp. 1-11

- Paris, R., Wassmer, P., Sartohadi, J., Lavigne, F., Barthomeuf, B., Desgages, E., Grancher, D., Baumert, P., Vautier, F., Brunstei, D., Gomez, C. 2009. Tsunamis as geomorphic crises: lessons from the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, West Banda Aceh (Sumatra, Indonesia), *Geomorphology* 104, pp. 59–72.
- Paulay, G., McEdward, L.R. 1990. A simulation model of island reef morphology: the effects of sea level fluctuations, growth, subsidence and erosion. *Coral Reefs* 9, pp. 51–62.
- Peltier, W.R. 2002. On eustatic sea level history: Last Glacial Maximum to Holocene. *Quaternary Science Reviews* 21, pp. 377–396
- Pérez Alberti, A., Blanco Chao, R., Costa Casais, M. 1997. La importancia de los balances de acumulación/erosión y fosilización/exhumación en la evolución de geomorfológica de la costa de Galicia. En: *Dinámica Litoral-Interior. Actas del XV Congreso de Geógrafos Españoles*, Servio de Publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela, Santiago, Vol. 1, pp. 205–219.
- Pérez Alberti, A., Blanco Chao, R., Costa Casais, M. 1998a. Depósitos sedimentarios antiguos en la costa atlántica gallega: tipología, localización y área fuente. Un análisis comparativo. In: Gómez Ortiz, A., Salvador Franch, F. (Eds.), *Investigaciones Recientes de la Geomorfología Española*. Universitat de Barcelona, Barcelona, pp. 341–346.
- Pérez Alberti, A., Blanco Chao, R., Costa Casais, M., Vázquez Paz, M. 1998b. Formas litorales heredadas en costas rocosas de Galicia. En: Gómez Ortiz, A., Salvador Franch, F. (Eds.), *Investigaciones Recientes de la Geomorfología Española*, pp. 333–340.
- Pethick J.S., Crooks, S. 2000. Development of a coastal vulnerability index: a geomorphological perspective, *Environmental Conservation* 27, pp. 359–367.
- Pignatelli, C., Sanso, P., Mastronuzzi, G. 2009. Evaluation of tsunami flooding using geomorphologic evidence, *Marine Geology* 260, pp. 6–18.
- Pirazzoli, P.A. 1986. Marine notches. In van de Plassche, O. (ed.). *Sea level research: a manual for collection data: 361–400*. Geobooks. Norwich.
- Pirazzoli, P.A., Salvat, B. 1992. Ancient shorelines and quaternary vertical movements on Rurutu and Tubuai (Austral Isles, French Polynesia). *Z. Geomorph. N.F.*, 36: 431–451.
- Pirazzoli, P.A. 1996. *Sea Level Change: The last 20.000 years*. Wiley. 224 pp
- Pittock, A.B., Flather, R.A. 1993. Severe tropical storms and storm surges. In: Warrick, R.A., Barrow, E.M., Wigley, T.M.L. (eds.) *Climate and Sea Level Change: Observations, Projections and Implications*. Cambridge University Press, Cambridge, UK; 392–394.
- Porter, N.J., Trenhaile, A.S. 2007. Short-term rock surface expansion and contraction in the intertidal zone. *Earth Surface Processes and Landforms* 32, pp. 1379–1397.
- Potter, E.K., Esar, T.M., Schellmann, G., Radtke, U., Lambeck, K., McCulloch, T. 2004. Suborbital-period sea-level oscillations during marine isotope substages 5a and 5c. *Earth and Planetary Science Letters* 225, pp. 191–204.
- Powers, M.C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 23, pp. 117–119
- Proceq S.A. 1977 *Equotip operations instructions*, 5th edn. PROCEQ SA Zurich, Switzerland
- Pye, K., Goudie, A.S., Watson, A. 1986. Petrological influence on differential weathering and inselberg development in the Kora area of central Kenya. *Earth Surface Processes and Landforms* 11, pp. 41–52.
- Rae, A.C., Harrison, S., Mighall, T. and Dawson, A.G. 2004. Periglacial trimlines and nunataks of the Last Glacial Maximum: the Gap of Dunloe, southwest Ireland. *Journal of Quaternary Science* 19, pp. 87–97.
- Raymo, M.E., Hearty, P., De Conto, R., O’Leary, M., Dowsett, H.J., Robinson, M.M., Mitrovica, J.X. 2009. PLIOMAX: Pliocene maximum sea level project. *Page News*, vol 7, nº 2, pp. 58–59
- Regnaud, H., Mauz, B., Morzdec-Kerfourn, M.T. 2003. The last interglacial shore line in northern Brittany, western France. *Marine Geology*, 194, pp. 65–77.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Ramsey, C., Reimer, R.W., Remmmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E. 2004. Terrestrial radiocarbon age calibration, 26–0 Ka BP. *Radiocarbon* 46, pp. 1029–1058.
- Rivas, T., Prieto, B., Silva, B., Birgine, M. 2003. Weathering of granitic rocks by clorithes: effect of the nature of the solution on weathering morphology. *Earth surface processes and Landforms* 28, pp. 425–436

- Rivas, V.** 2000. Clima y nivel del mar: reconstrucción de las posiciones marinas cuaternarias a través de las evidencias en el litoral cantábrico. In: J.C García Codrón (Editor). La Reconstrucción del clima de época preindustrial / V Reunión nacional de Climatología. Servicio de publicaciones de la Universidad de Cantabria (Santander). pp. 170-212
- Roberts, M.C.** 1985. The geomorphology and stratigraphy of the Lizard loess in south Cornwall, England. *Boreas* 14, pp. 75-82.
- Robinson, D.A., Williams, R.B.G.** 1983. The Sussex coast, past and present', in THE GEOGRAPHY EDITORIAL COMMITTEE (ed.) Sussex: Environment, Landscape and Society (Alan Sutton Publishing Gloucester) pp. 50-66
- Robinson, D.A., Jerwood, L.C.** 1987. Sub-aerial weathering of chalk shore platforms during harsh winters in southeast England. *Marine Geology* 77, pp. 1-14.
- Robinson, L.A.** 1976. The Micro-erosion meter technique in a littoral environments. *Marine Geology* 22, pp. M51-M58.
- Robinson, L.A.** 1977a. The Morphology and development of the north east Yorkshire shore platform. *Marine Geology* 23, pp. 237-255.
- Robinson, L.A.** 1977b. Erosive processes on the shore platform of northeast Yorkshire, England. *Marine Geology* 23, pp. 339-361.
- Robinson, L.A.** 1977c. Marine erosive processes at the cliff foot. *Marine Geology* 23, pp. 257-271.
- Rodrigues, A., Malgalhaes, F., Alveirinho, D.** 1991. Evolution of the north portuguese coast in the last 18.000 years. *Quaternary International* 9, pp. 67-74
- Rodríguez Asensio, J.A.** 1996. El yacimiento de Cabo Busto (Valdés, Asturias). Una secuencia del Pelistoceno Medio en el Norte peninsular. *SPAL* 5, pp. 19-43.
- Rodríguez Asensio, J.A., Flor G.** 1979. Estudio del Yacimiento prehistórico de Bañugues y su medio de depósito (Gijón, Asturias). *Zephyrus*, 29, pp. 205-222
- ROM.** 1991. Clima marítimo en el litoral español. Públicas DGdPMdO: Madrid.
- Ruddiman, W.F., Raymo, M., McIntyre, A.** 1986. Matuyama 41,000-year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets. *Earth and Planetary Science Letters* 80, pp. 117-129.
- Ruddiman, W.F., Raymo, M.E., Martinson, D.G., Clement, B.M., Backman, J.** 1989. Pleistocene evolution: Northern hemisphere ice sheets and North Atlantic Ocean. *Paleoceanography* 4, pp. 353-412.
- Saa, P., Díaz-Fierros, F.** 1980. Análisis polínico de tres lagunas litorales colmatadas de Galicia. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 10, pp. 95-111.
- Sachpazis, C.I.** 1982. Rock mass strength and the form of some inselbergs in the Central Namib Desert. *Earth Surface Processes and Landforms* 7, pp. 488-97.
- Sachpazis, C.I.** 1990. Correlating Schmidt hardness with compressive strength and Young's modulus of carbonate rocks. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 42, 75-83.
- Selby, M.J.** 1980. A rock mass strength classification for geomorphic purposes: with test from Antarctica and New Zealand. *Zeitschrift für Geomorphologie* 24, pp. 31-51.
- Salas, L., Remondo, J., Martínez, P.** 1996. Cambios del nivel del mar durante el Holoceno en el Cantábrico a partir del estudio de la Turbera de Trengadín. IV Reunión de Geomorfología. Grandal d'Anglade, A., Pagés Valcarlos, J. (Eds.). Sociedad Española de Geomorfología. O Castro, A Coruña. pp. 237-247.
- Santos Fidalgo, M.L., Vidal Romaní, J.R.** 1993. El Lagoon de Seselle: un episodio de la transgresión holocena en la Ría de Ares (A Coruña, Galicia, España). Datos geomorfológicos, sedimentarios y paleoecológicos. *Caderno do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 18, pp. 163-174
- Scheffers, A.** 2004. Tsunami imprints on the Leeward Netherlands Antilles (Aruba, Curaçao, Bonaire) and their relation to other coastal problems. *Quaternary International* 120, pp. 163-172.
- Scheffers, A., Kelletat, D.** 2003. Sedimentologic and geomorphologic tsunami imprints worldwide – a review. *Earth-Science Reviews* 63, pp. 83-92.
- Scheffers, A., Kelletat, D.** 2006. New evidence and datings of Holocene paleo-tsunami events in the Caribbean (Barbados, St. Martin and Anguilla). In: A. Mercado-Irizarry and P. Liu, Editors, Caribbean tsunami hazard, World Scientific, Singapore. pp. 178-204
- Scheffers, A., Scheffers, S.** 2006. Documentation of the impact of hurricane Ivan on the coastline of Bonaire (Netherlands Antilles), *Journal of Coastal Research* 22, pp. 1437-1450.
- Scheffers, A., Scheffers, S., Kelletat, D.** 2005. Paleo-tsunami relics on the southern and central Antillean Island arc. *Journal of Coastal Research* 21, pp. 263-273.

- Scheffers, A., Kelletat, D., Vött, A., May, S.M., Scheffers, S.** 2008. Large Holocene tsunami traces on the western and southern coastlines of the Peloponnesus (Greece). *Earth and Planetary Science Letters* 269, pp. 271–279.
- Scheffers, A., Scheffers, S.R., Kelletat, D., Browne, T.** 2009. Wave-emplaced coarse debris and megaclasts in Ireland and Scotland: boulder transport in a high-energy littoral environment. *Journal of Geology* 117, 553–573.
- Schellmann, G., Radtke, A.** 2004. A revised morpho- and chronostratigraphy of the Late and Middle Pleistocene coral reef terraces on Southern Barbados (West Indies), *Earth Science Review* 64, pp. 157–187.
- Schellmann, G., Radtke, U., Potter, E.K., Esat, T.M., McCulloch, M.T.** 2004. Comparison of ESR and TIMS U/Th dating of marine isotopic stage (MIS) 5e, 5c and 5a coral from Barbados-implications for palaeo sea-level changes in the Caribbean. *Quaternary International*, 120, pp. 41–50.
- Schwertmann, U.** 1973. Use of oxalate for Fe extraction from soils. *Canadian Journal of Soil Science*, 53, pp. 244–246.
- Scicchitano, G., Monaco, C., Tortorici, L.** 2007. Large boulders deposits by tsunami waves along the Ionian coast of south-eastern Sicily (Italy). *Marine Geology* 238, pp. 75–91.
- Scoffin, T.P.** 1993. The geological effects of hurricanes on coral reefs and the interpretation of storm deposits, *Coral Reefs* 12, pp. 203–221.
- Scott, C.D., Mahowald, N., Lima, I., Feely, R.A., Mackenzie, F.T., Lamarque, J-F., Rasch, P.J.** 2007. Impact of anthropogenic atmospheric nitrogen and sulfur deposition on ocean acidification and the inorganic carbon system. *PNAS* 104, 37, pp. 14580–14585.
- Selby, M.J.** 1993. *Hillslope materials and processes*. Oxford: Oxford University Press. pp.480
- Selby, M.J.** 1980. A rock mass strength classification for geomorphic purposes. *Z. Geomorphol.* 24, pp. 31–51.
- Shackleton, N.J.** 1987. Oxygen Isotopes, Ice volume and sea-level. *Quaternary Science Reviews*. 6 (3–4), pp.183–190
- Shackleton, N.J., Berger, A., Peltier, W.R.** 1990. An alternate astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP site 677. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.* 81, pp. 251–261.
- Shackleton, N.J., Opdyke, N.D.** 1973. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105-year scale. *Quaternary Research* 3, pp. 39–55.
- Shakesby, R.A., Matthews, J.A., Winkler, S.** 2004. Glacier variations in Breiðhemmen, southern Norway: relative age dating of Holocene moraine complexes at six high-altitude glaciers. *The Holocene* 14, pp. 899–910.
- Shakesby, R.A., Walsh, R.P.D.** 1986. Micro-erosion meter measurements of erosion of limestone, Oxwich Point, Gower: some technical considerations and preliminary results. *Cambria* 13, pp. 213–234.
- Sharp, A.D., Trudgill, S.T., Croke, R.U., Price, C.A., Crabtree, R.W., Pickles, A.M., Smith, D.** 1982. Weathering of the balustrade on St Paul's Cathedral, London. *Earth Surface Processes and Landforms* 7, pp. 387–390.
- Sherman, D.J.** 1991. Gravel beaches. *National Geographic Research and Exploration* 74, pp. 442–452.
- Sjöberg, R.** 1990. Measurement and calibration of weathering processes and lichenometric investigations on a wave washed moraine, Badamalen, on the upper Norrland coast, Sweden. *Geografiska Annaler* 72A, pp.319–27.
- Sjöberg, R., Broadbent, N.** 1991. Measurement and calibration of weathering using the Schmidt Hammer on wave washed moraines in the upper Norrland Coast, Sweden. *Earth Surface Processes and Landforms* 16, pp.57–64.
- Sjöberg, R.** 1994. Diagnosis of weathering on rock carving surfaces in northern Bohuslän, southwest Sweden. In: Robinson, D.A., Williams, R.B.G. (Eds.), *Rock Weathering and Landform Evolution*, pp.223–241. Wiley, Chichester, UK.
- Smith, B. J., McGreevy, J.P.** 1983. A Simulation Study of Salt Weathering in Hot Deserts: *Geografiska Annaler* 65A, pp. 127–133.
- Smith, D.I.** 1978. The micro-erosion meter: its applications to the weathering of rock surfaces. In: Pearson, C. (Ed.), *Conservation of rock art: proceedings of the International Workshop on the Conservation of Rock Art*, Perth, September 1977.
- Smith, D.I., Greenaway, M.A., Moses, C., Spate, A.P.** 1995. Limestone weathering in eastern Australia. Part 1: erosion rates. *Earth Surface Processes and Landforms* 20, pp. 451–463.

- Smith, P.J.** 1982, Why Honeycomb Weathering? *Nature*, 298, pp. 121-122.
- Sommerville, A.A., Hansom, J.D., Sanderson D.C.W., Housley, R.A.** 2003. Optically stimulated luminescence dating of large storm events in Northern Scotland, *Quaternary Science Reviews* 22, pp. 1085–1092
- Spencer, T.** 1981. Micro-topographic change on calcarenites, Grand Cayman Island, West Indies. *Earth Surface Processes and Landforms* 6, pp. 85–94.
- Spencer, T.** 1985a. Weathering rates on a Caribbean reef limestone: results and implications. *Marine Geology* 69, pp. 195–201.
- Spencer, T.** 1985b. Marine erosion rates and coastal morphology of reef limestones on Grand-Cayman Island, West-Indies. *Coral Reefs* 4, pp. 59–70.
- Spencer, T.** 1988. Limestone coastal geomorphology: the biological contribution. *Progress in Physical Geography* 12, pp. 66-101.
- Spencer, T., Viles, H.** 2002. Bioconstruction, bioerosion and disturbance on tropical coasts: coral reefs and rocky limestone shores. *Geomorphology* 48, pp. 23-50
- Stein, R.** 1991. Accumulation of organic carbon in marine sediments. Springer-Verla, Berlin, 34, 217 pp.
- Stephenson, W.J.** 1997a. Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. Unpublished PhD Thesis, University of Canterbury, Christchurch, 350 pp.
- Stephenson, W.J.** 1997b. Improving the traversing micro-erosion meter. *Journal of Coastal Research* 13, pp. 236–241.
- Stephenson, W.J.** 2000. Shore platforms — remain a neglected coastal feature. *Progress in Physical Geography* 24, pp. 311–327.
- Stephenson, W.J., Finlayson, B.L.** 2009. Measuring erosion with the micro-erosion meter –Contributions to understanding landform evolution. *Earth-Science reviews*, 95, pp.53-62.
- Stephenson, W. J., Kirk, R. M.** 1996. Measuring erosion rates using the micro-erosion meter: 20 years of data from shore platforms, Kaikoura Peninsula, South Island New Zealand. *Marine Geology* 131, pp. 209–218.
- Stephenson, W.J., Kirk, R.M.** 1998. Rates and patterns of erosion on inter-tidal shore platforms, Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, pp. 1071–1085.
- Stephenson, W.J., Kirk, R.M.** 2000a. Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand: Part one. The role of waves. *Geomorphology* 32, pp. 21– 41.
- Stephenson, W.J., Kirk, R.M.** 2000b. Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand: Part two. The role of subaerial weathering. *Geomorphology* 32, pp. 43– 56.
- Stephenson, W.J., Kirk, R.M.** 2001. Surface swelling of coastal bedrock on inter-tidal shore platforms, Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. *Geomorphology* 41, pp. 5–21.
- Stephenson, W.J., Kirk, R.M., Hemmingsen, S.A., Hemmingsen, M.A.** 2010. Decadal scale micro-erosion rates on shore platforms. *Geomorphology* 114, pp. 22-29
- Stephenson, W.J., Naylor, L.A.** 2010. Rock coast geomorphology. *Geomorphology* 114, pp. 1-2.
- Stephenson, W.J., Naylor, L.A.** 2011. Geological controls on boulder production in a rock coast setting: Insights from South Wales. *Marine Geology* 283, 12-24.
- Stephenson, W.J., Taylor, A.J., Hemmingsen, M.A., Tsujimoto, H., Kirk, R.M.** 2004. Shortterm microscale topographic changes of coastal bedrock on shore platforms. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, pp. 1663–1673.
- Stephenson, W.J., Thornton, L.E.** 2005. Australian rock coasts: review and prospects. *Australian Geographer* 36, pp. 95–115.
- Stirling, C.H., Esat, T.M., Lambeck K., McCulloch, M.T.** 1998. Timing and duration of the Last Interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth, *Earth and Planetary Science Letters* 160, pp. 745–762.
- Stone, J., Lambeck, K., Fifield, L.K., Evans, J.M., Cresswell, R.G.** 1996. A late glacial age for the Main Rock Platform, western Scotland. *Geology* 24, pp. 707– 710.
- Stournaras, G.** 1996. Correlating uniaxial compressive strength with Schmidt hardness, point load index, Young's Modulus, and mineralogy of gabbros and basalts (northern Greece). *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 54, pp3–11.
- Stuiver, M. and Reimer, P.** 1993. Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon* 35, pp. 215–30.
- Stuiver, M., P.J. Reimer, and R. Reimer.** CALIB Radiocarbon Calibration, Version 5.0.2. <<http://calib.qub.ac.uk/calib/>>, 2005.

- Sumner, P, Nel, W.** 2002. The effect of rock moisture on Schmidt hammer rebound: tests on rock samples from Marion Island and South Africa. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, pp. 1137–42.
- Sunamura, T.** 1973. Coastal cliff erosion due to waves-field investigations and laboratory experiments. *Journal of the Faculty of Engineering, University of Tokyo* 32, pp. 1 – 86.
- Sunamura, T.** 1976. Feedback relationship in wave erosion of laboratory rocky coast. *Journal of Geology* 84, pp. 427– 437.
- Sunamura, T.** 1977. A relationship between wave-induced cliff erosion and erosive force of wave. *Journal of Geology* 85, pp. 613– 618.
- Sunamura, T.** 1978a. Mechanisms of shore platform formation on the southeastern coast of the Izu Peninsula, Japan. *Journal of Geology* 86, pp.211– 222.
- Sunamura, T.** 1978b. A mathematical model of submarine platform development. *Mathematical Geology* 10, pp. 53–58.
- Sunamura, T.** 1982. A predictive model for wave-induced erosion, with application to Pacific coasts of Japan. *Journal of Geology* 90, pp. 167–178.
- Sunamura, T.** 1992. *The Geomorphology of Rocky Coasts*. Wiley, Chichester, UK, 302 pp..
- Sunamura, T.** 1994. Rock control in coastal geomorphic processes. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, 15, pp.245-272.
- Swantesson, J.O.H., Gomez-Pujol, L., Cruslock, E.M., Fornos, J.J., Balaguer, P.** 2006a. Processes and patterns of erosion and downwearing on micro-tidal rock coasts in Sweden and the western Mediterranean. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände* 144, pp. 137–160.
- Swantesson, J.O.H., Moses, C.A., Berg, G.E., Jansson, K.M.** 2006b. Methods for measuring shore platform micro erosion: a comparison of the micro-erosion meter and laser scanner. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände* 144, pp. 1–17.
- Switzer, A.D., Bristow, C.S., Jones, B.G.** 2006. An erosional signature for large-scale washover identified using Ground Penetrating Radar on a small Holocene barrier from the southeast Australian coast. *Sedimentary Geology* 183, pp.145–146.
- Switzer, A.D., Bruston, J.M.** 2010. Competing mechanisms for boulder deposition on the southeast Australian coast. *Geomorphology*, 114, pp. 42-54
- Switzer, A.D., Jones, B.G.** 2008. Large-scale washover sedimentation in a freshwater lagoon from the southeast Australian coast: tsunami or exceptionally large storm. *The Holocene* 18, pp. 787–803.
- Switzer, A.D., Pucillo, K., Haredy, R.A., Jones, B.G., Bryant, E.A.** 2005. Sea-level, storms or tsunami; enigmatic sand sheet deposits in sheltered coastal embayment from southeastern New South Wales Australia. *Journal of Coastal Research* 21, pp. 655–663.
- Thomas, E.R., Wolf, E.W., Mulvaney, R., Steffensen, J.P., Johnson, S.J., Arrowsmith, C., White, J.W.C., Vaughn, B., Popp, T.** 2007. The 8.2 ka event from Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews* 26, pp. 70–81.
- Thorn, C.E.** 1979. Bedrock freeze-thaw weathering regime in an alpine environment, Colorado Front Range. *Earth Surface Processes and Landforms* 4, pp. 211-228
- Tooley, M.J., Smith, D.E.** 2005. Relative sea-level change and evidence for the Holocene Storegga Slide Tsunami from a high-energy coastal environment: Coklemill Burn, Fife, Scotland, UK. *Quaternary International*, 133-134, 107-119
- Tooley, M.J., Zong, Y., Innes, J.B.** 1997. Holocene storm surge signatures. In: Jablonski, N.G. (Ed.), *The Changing Face of East Asian During the Tertiary and Quaternary*. Centre of Asian Studies, Hong Kong, pp. 125-137
- Török, A.** 2003. Surface strength and mineralogy of weathering crusts on limestone buildings in Budapest. *Building and Environment* 38, pp. 1185–1192.
- Torunski, H.** 1979. Biological erosion and its significance for the morphogenesis of limestone coasts and for nearshore sedimentation. *Senckenbergiana Maritima* 11, pp. 193–265.
- Trenhaile, A.S.** 1971. Lithological control of high-water rock ledges in the Vale of Glamorgan, Wales. *Geografiska Annaler* 53A, 59– 69.
- Trenhaile, A.S.** 1972. The shore platforms of the Vale of Glamorgan, Wales. *Transactions of the Institute of British Geographers* 56, 127–144.
- Trenhaile, A.S.** 1978. The shore platforms of Gaspe', Que'bec. *Annals of the Association of American Geographers* 68, 95– 114.
- Trenhaile, A.S.** 1980. Shore platforms: a neglected coastal feature. *Progress in Physical Geography* 4, 1 – 23.

- Trenhaile, A.S.** 1983. The width of shore platforms; a theoretical approach. *Geografiska Annaler* 65A, 147–158.
- Trenhaile, A.S.** 1987. *The Geomorphology of Rock Coasts*. Oxford Univ. Press, Oxford, 384 pp.
- Trenhaile, A.S.** 1989. Sea level oscillations and the development of rock coasts. In: Lakhan, V.C., Trenhaile, A.S. (Eds.), *Applications in Coastal Modeling*. Elsevier, Amsterdam, pp. 271–295.
- Trenhaile, A.S.** 1997. *Coastal Dynamics and Landforms*. Oxford Univ. Press, Oxford, 366 pp.
- Trenhaile, A.S.** 1999. The width of shore platforms in Britain, Canada and Japan. *Journal of Coastal Research* 15, pp. 355–364.
- Trenhaile, A.S.** 2000. Modeling the development of wave-cut shore platforms. *Marine Geology* 166, pp. 163–178.
- Trenhaile, A.S.** 2001a. Modeling the effect of late Quaternary interglacial sea levels on wave-cut shore-platforms. *Marine Geology* 172, 205–223.
- Trenhaile, A.S.** 2001b. Modelling the Quaternary evolution of shore platforms and erosional continental shelves. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, pp.1103–1128.
- Trenhaile, A.S.** 2002a. Rock coasts with particular emphasis in rock shore platforms. *Geomorphology* 48, pp. 7–22.
- Trenhaile, A.S.** 2002b. Modeling the development of marine terraces on tectonically mobile rock coasts. *Marine Geology* 185, pp. 341–361.
- Trenhaile, A.S.** 2003. Modeling shore platforms: present status and future developments. In: Lakhan, V.C. (Ed.), *Advances in Coastal Modeling*. Elsevier, Amsterdam, pp. 393–409.
- Trenhaile, A.S.** 2004a. Modeling the effect of tidal wetting and drying on shore platform development. *Journal of Coastal Research* 20, pp. 1049–1060.
- Trenhaile, A.S.** 2004b. Shore platform research: a progress report. In: Blanco Chao, R., López Bedoya, J., Pérez Alberti, A. (Eds.), *Procesos Geomorfológicos y Evolución Costera*. Actas de la II de Geomorfología Litoral. Colección Cursos y Congresos de la USC, vol. 152. Servicio de Publicacións da USC, Santiago. ISBN: 84-9750-383-X, pp. 1–32.
- Trenhaile, A.S.** 2005. Modelling the effect of waves, weathering and beach development on shore platform development. *Earth Surface Processes and Landforms* 30, pp. 613–634.
- Trenhaile, A.S.** 2006. Tidal wetting and drying on shore platforms: An experimental study of surface expansion and contraction. *Geomorphology* 76, pp.316–331.
- Trenhaile, A.S.** 2008a. Modeling the role of weathering in shore platform development. *Geomorphology* 94, pp. 24–39.
- Trenhaile, A.S.** 2008b. The development of subhorizontal shore platforms by waves and weathering in microtidal environments. *Zeitschrift für Geomorphologie* 52, pp. 105–124.
- Trenhaile, A.S.** 2010a. Modeling cohesive clay coast evolution and response to climate change. *Marine Geology* 277, pp.11–20.
- Trenhaile, A.S.** 2010b. The effect of Holocene changes in relative sea level on the morphology of rocky coasts. *Geomorphology* 114, pp.30–41.
- Trenhaile, A.S., Byrne, M.L.** 1986. A theoretical investigation of rock coasts, with particular reference to shore platforms. *Geografiska Annaler* 68A, pp. 1–14.
- Trenhaile, A.S., Kanyaya, J.I.** 2004. Shore platform processes and development in eastern Canada: a progress report. In: Green, D.R. (Ed.), *Littoral 2004, Delivering sustainable Coasts: Connecting Science and Policy*. EUROCOAST/EUCC, Aberdeen, Scotland, pp. 584–589.
- Trenhaile, A.S., Kanyaya, J.I.** 2007. The role of wave erosion on sloping and horizontal shore platforms in macro- and mesotidal environments. *Journal of Coastal Research* 23 (2), pp. 298–309.
- Trenhaile, A.S., Layzell, M.G.J.** 1981. Shore platform morphology and the tidal duration factor. *Transactions of the Institute of British Geographers* 6, pp.82–102.
- Trenhaile, A.S., Mercan, D.W.** 1984. Frost weathering and the saturation of coastal rocks. *Earth Surface Processes and Landforms* 9, pp.321–331.
- Trenhaile, A.S., Pepper, D.A., Trenhaile, R.W., Dalimonte, M.** 1998. Stacks and notches at Hopewell Rocks, New Brunswick, Canada. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, pp. 975–988.
- Trenhaile, A.S., Pérez-Alberti, A., Martínez Cortizas, A., Costa-Casais, M., Blanco Chao, R.** 1999. Rock coast inheritance: an example from Galicia, Northwestern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, pp.605–621.
- Trenhaile, A.S., Porter, N.J.** 2007. Can shore platforms be produced solely by weathering processes? *Marine Geology*, 241, pp. 79–92.

- Trenhaile, A.S., Porter, N.J., Kanyaya, J.I.** 2006. Shore platform processes in Eastern Canada. *Géographie Physique et Quaternaire* 60, pp. 19–30.
- Trenhaile, A.S., Rudakas, P.A.** 1981. Freeze-thaw and shore platform development in Gaspé, Québec', *Geogr. Physique et Quaternaire* 35, pp.171-81
- Trudgill, S., High, C.J., Hanna, F.K.** 1981. Improvements to the Micro-erosion meter. British Geomorphological Research Group Technical Bulletin 29, pp. 3–17.
- Trudgill, S.T.** 1972. Quantification of limestone erosion in intertidal, subaerial and subsoil environments, with special reference to Aldabra Atoll, Indian Ocean. *Cave Research Group of Great Britain Transactions* 14, pp. 176–179.
- Trudgill, S.T.** 1976a. The subaerial and subsoil erosion of limestone on Aldabra Atoll, Indian Ocean. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände* 26, 201–210.
- Trudgill, S.T.** 1976b. The marine erosion of limestones on Aldabra Atoll, Indian Ocean. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände* 26, 164–200.
- Trudgill, S.T.** 1977. Problems in the estimation of short-term variations in limestone erosion processes. *Earth Surface Process and Landforms* 2, 251–256.
- Trudgill, S.T.** 1979. Surface lowering and landform evolution on Aldabra. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences* 286, 35–45.
- Trudgill, S.T., Gosling, W., Yates, T., Collier, P., Smith, D.I., Cooke, R.U., Viles, H.A., Inkpen, R., Moses, C.** 2001. Twenty-year weathering remeasurements at St Paul's Cathedral, London. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, pp. 1129–1142.
- Trudgill, S.T., Viles, H., Inkpen, R.J., Cooke, R.U.,** 1989. Remeasurement of weathering rates, St Paul's Cathedral, London. *Earth Surface Processes and Landforms* 14, pp. 175–196.
- Trudgill, S.T., Viles, H.A., Cooke, R.U., Inkpen, R.J.** 1990. Rates of stone loss at St Paul's Cathedral, London. *Atmospheric Environment Part B* 24B, pp. 361–363.
- Trudgill, S.T., Viles, H.A., Cooke, R.U., Inkpen, R.J., Heathwaite, A.L., Houston, J.** 1991. Trends in stone weathering and atmospheric-pollution at St-Pauls-Cathedral, London, 1980– 1990. *Atmospheric Environment Part a-General Topics* 25, pp.2851–2853.
- Tsujimoto, H.** 1987. Dynamic conditions for shore platform initiation. *Science Report of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba (Japan) A* 8, 45– 93.
- Turkington, A. V., Phillips, J.D.** 2004, Cavernous Weathering, Dynamical Instability and Self-Organization. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, pp. 665-675
- UNESCO,** 2001. Reports of the Conference Working Groups, The Global Conference on Oceans and Coasts at Rio+10, Paris, UNESCO, December 3-7.
- Vanderberghe, J., Bohncke, S.J.P., Lammers, W., Zilverberg, L.** 1987. Geomorphology and palaeoecology of the Mark valley (southern Netherlands): geomorphological valley development during the Weschelian and Holocene. *Boreas* 16, pp. 55-67.
- Verwaal, W., Mulder, A.** 1993. Estimating Rock Strength with the Equotip Hardness Tester. *Int. Journal Rock. Mechanics, Mining Sciences & Geomechanical*, 30 (6), pp. 659-662.
- Vilas, F., Sopena, A., Rey, L., Ramos, A., Nombela, M.A., Arche, A.** 1991. The Corrubedo beach-lagoon complex, Galicia, Spain: Dynamics, sediments and recent evolution of a mesotidal coastal embayment. *Marine Geology* 97, pp. 391-404
- Viles, H. A.** 2001, Scale Issues in Weathering Studies. *Geomorphology*, 41, pp. 63-72.
- Viles, H. A. Goudie, A.S.** 2004. Biofilms and case hardening on sandstones from Al-Quwayra, Jordan. *Earth Surf. Process. Landforms* 29, 1473–1485
- Viles, H.A., Naylor, L.A., Carter, N.E.A., Chaput, D.** 2008. Biogeomorphological disturbance regimes: progress in linking ecological and geomorphological systems. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, pp. 1419–1435
- Viles, H.A., Spencer, T.** 1986. "Phytokarst", blue-green algae and limestone weathering, p. 115-140. In: Paterson, K. and Sweeting, M.M. (eds.), *New Directions in Karst*; Geobooks, Norwich, England.
- Viles, H.A., Trudgill, S.T.** 1984. Long term remeasurements of micro-erosion meter rates, Aldabra Atoll, Indian Ocean. *Earth Surface Processes and Landforms* 9, pp. 89–94.
- Wakasa, S., Matsuzaki, H., Tanaka, Y., Matsukura, Y.** 2006. Estimation of episodic exfoliation rates of rock sheets on a granite dome in Korea from cosmogenic nuclide analysis. *Earth Surface Processes and Landforms* 31, pp. 1246-1256.
- Walker, M.J.C.** 1995. Climatic changes in Europe during the Last Glacial/interglacial transition. *Quaternary International* 28, pp. 63-76.
- Washburn, A.L.** 1979. *Geocryology* (Arnold, London) 406 pp.

- Wentworth, C.K.** 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology* 30, pp. 377-392
- Whalley, W.B., Rea, B.R.** 1994. A digital surface roughness meter. *Earth Surface Processes and Landforms* 19, pp. 809–814.
- White, K., Bryant, R., Drake, N.** 1998. Techniques for measuring rock weathering: application to a dated fan segment sequence in southern Tunisia. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, pp. 1031–43.
- Whittow, J.B.** 1965. The interglacial and post-glacial strandlines of North Wales. In: Whittow, J.B., Wood, P.D. (Eds.), *Essays for Austin Miller*. University of Reading, Reading, UK, pp. 94–117.
- Williams, D.M., Hall, A.M.** 2004. Cliff-top megaclast deposits on Ireland, a record of extreme waves in the North Atlantic — storms or tsunamis. *Marine Geology* 206, pp. 101–117.
- Williams, R.B.G.** 1980. Weathering and erosion of chalk under periglacial conditions', in JONES D. K. C. (ed.) *The shaping of Southern England* (Academic Press, London), pp. 225-47.
- Williams, R.B.G., Robinson, D. A.** 1981. The weathering of sandstone by the combined action of frost and salt, *Earth Surface Processes and Landforms* 6, pp. 1-9
- Williams, R.B.G., Robinson, D.A.** 1983. The effect of surface texture on the determination of the surface hardness of rock using the Schmidt Hammer. *Earth Surface Processes and Landforms* 8, pp. 289–92.
- Williams, R.B.G., Swantesson, J.O.H., Robinson, D.A.** 2000. Measuring rates of surface lowering and mapping microtopography: the use of the micro-erosion meter and laser scanners in rock weathering studies. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände* 120, pp. 51–66.
- Winkler, E. M.** 1965. Weathering rates as exemplified by Cleopatra's Needle in New York City, *Journal of Geological Education*, 13, pp. 50-52.
- Winkler, E.M.** 1986. The measurement of weathering rates of stone structures: a Geologist's view. *APT Bulletin* 18, pp. 65–70.
- Winkler, S.** 2000. The 'Little Ice Age' maximum in the Southern Alps, New Zealand: preliminary results at Mueller Glacier. *The Holocene* 10, pp. 643–47.
- Winkler, S.** 2005. The Schmidt Hammer as a relative-age dating technique: potential and limitations of its application on Holocene moraines in Mt Cook National Park, Southern Alps, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 48, pp. 105–16.
- Winkler, S., Matthews, J.A., Shakesby, R.A., Dresser, P.Q.** 2003. Glacier variations in Breheimen, southern Norway: dating Little Ice Age moraine sequences at seven low-altitude glaciers. *Journal of Quaternary Science* 18, pp. 395–413.
- Wintle, A.G.** 1981. Thermoluminescence dating of Late Devensian loesses in southern England. *Nature* 289, pp. 479-480.
- Woodroffe, C.D.** 2002. *Coasts. Form, Process and Evolution*. Cambridge University Press. Cambridge. 623 pp..
- Woodroffe, S.A., Long, A.J.** 2009. Salt marshes as sources of recent relative sea level change data in West Greenland. *Quaternary Science Reviews* 28, pp. 1750-1761.
- Yilmaz, I., Sendir, H.** 2002. Correlation of Schmidt hardness with unconfined compressive strength and Young's modulus in gypsum from Sivas (Turkey). *Engineering Geology* 66, pp. 211–219.
- Young, R.W.** 1987. Sandstone landforms of the tropical East Kimberley region, Northwestern Australia. *Journal of Geology* 95, pp. 205–218.
- Young, A.R.M.** 1987. Salt as an Agent in the Development of Cavernous Weathering: *Geology* 15, pp. 962-966.
- Young, R.W., Bryant, E.A.** 1992. Catastrophic wave erosion on the southeastern coast of Australia: impact of the Lanai tsunamis ca. 105 ka? *Geology* 20, 199–202.
- Young, R.W., Bryant, E.A.** 1993. Coastal rock platforms and ramps of Pleistocene and Tertiary age in Southern New South Wales, Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie* 37, pp. 257-272
- Young, R.W., Bryant, E.A.** 1998. Morphology and process on the lateritic coastline near Darwin, northern Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie* 42, pp. 97–107.
- Young, R.W., Bryant, E.A., Price, D.M.** 1996. Catastrophic wave (tsunami?) transport of boulders in southern New South Wales, Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie* 40, pp. 191–207.
- Zazo, C.** 2006. Cambio climático y nivel del mar: la Península Ibérica en el contexto global. *Cuaternario y Geomorfología*. 20, pp. 115-130

Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Bardají T., Hillarie-Marcel, C., Ghaleb, B., González-Delgado, J.A., Soler, V. 2003. Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate change. *Marine Geology* 194, pp. 103-133

Universidad de Santiago de Compostela
2012

